IV-13.729

Zăcămintele minerale și tectonica globală

I. Bubelcac

729
1729

Dr. I. BERBELEAC

ZĂCĂMINTE MINERALE ȘI TECTONICA GLOBALĂ

207799
B.C.U. - IASI

EDITURA TEHNICĂ
BUCUREȘTI – 1988

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ORE DEPOSITS AND GLOBAL TECTONICS

I. 48.078
Biblioteca de Geologie-Geografie
I. IV-13729

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PREFAȚĂ

Tectonica globală este o cucerire recentă a cercetării în domeniul științelor geologice. Comparativ cu alte ipoteze, teorii și doctrine geotectonice, ea este adînc implementată în explicarea evoluției tectonice a Pămîntului și implicit a genezei și distribuției zăcămintelor. Aceasta pentru că tectonica globală reprezintă un salt calitativ nou în înțelegerea cadrului tectonic.

Cadrul tectonic exercită un control major în definirea potențialului mineral al rocilor formate în diferite condiții tectonice : medii oceanice — zone de divergență, zone de subducție — zone de convergență, domenii continentale cratonizate, falii transformante și zone de coliziune. Tot cadrul tectonic este cel care controlează tipul de magmatism și mineralizații asociate, deformările acestora, natura succesiunii de sedimentare, grosimea și compoziția sedimentelor, deformările și modificările metamorfice ale acestora, conservarea potențialului mineral și gradientul geotermic. In această idee s-a realizat lucrarea „Zăcăminte minerale și tectonica globală".

Lucrarea a fost structurată în ideea prezentării, mai întîi, a unor elemente cu caracter introductiv privind structura și compoziția Pămîntului (cap. 2), evoluția ideilor referitoare la cadrul tectonic și metalogeneză (cap. 3) și clasificarea zăcămintelor în acord cu ipoteza tectonicii globale (cap. 4). În continuare se face prezentarea zăcămintelor în acord cu cadrul lor tectonic de formare (cap. 5—7) : limite de divergență (ridge-uri și bazine oceanice, falii transformante de extensie dorsale-dorsale, puncte fierbinți intracontinentale și magmatism anorogenic, rifturi continentale) și convergență (arcuri principale, părți interne ale arcurilor principale, rifturi ale arcurilor magmatice, arcuri externe, centuri de încălecare retro-arc, bazine cratonice retro-arc etc.) a plăcilor și zone de coliziune (resturi de bazine oceanice, margini hinterland, centuri de încălecare foreland etc.) și postcoliziune. În încheiere (cap. 8) sînt prezentate estimări privind potențialul de resurse minerale și tectonica plăcilor, în care se aduc precizări privitoare la principalele elemente de cunoaștere necesare în activitatea de prospecțiune și explorare.

Lucrarea se înscrie pe linia eforturilor depuse în prezent la nivel național și mondial în vederea descoperirii de noi structuri cu substanțe minerale utile. Ea prezintă concis majoritatea tipurilor genetice și para-

genetice de zăcăminte din lume și din România, o atenție deosebită acordîndu-se și acumulărilor situate pe teritoriul țărilor vecine. Redarea în prezentările făcute a rezervelor și conținuturilor zăcămintelor, a genezei acestora, inclusiv integrarea acumulărilor în procesele de metalogenie regională, reprezintă pentru specialiști un real sprijin în activitatea de studii fundamentale, de prospecțiune, de explorare și exploatare. Lucrarea este, de asemenea, adresată cadrelor didactice și studenților de la facultățile cu profil geologic din țară, precum și altor specialiști ce activează în domeniul mineritului, metalurgiei, preparării etc.

AUTORUL

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

Introducere 3

1. *STRUCTURA ȘI COMPOZIȚIA PĂMÎNTULUI* 11
1.1. Crusta, diviziuni morfotectonice 11
1.2. Compoziția Pămîntului 15
1.3. Variația densității, presiunii, gravitației și temperaturii Pămîntului . . 18

2. *CADRUL TECTONIC ȘI METALOGENEZA* 20

2.1. Evoluția ideilor 21
2.1.1. Geosinclinalele și metalogeneza 22
2.1.2. Tectorica plăcilor și metalogeneza 26
2.1.3. Alte ipoteze tectonice și metalogeneza 35

3. *TECTONICA GLOBALĂ ȘI CLASIFICAREA ZĂCĂMINTELOR DE MINEREURI* 42

4. *ZĂCĂMINTE ASOCIATE LIMITELOR DE DIVERGENȚĂ A BLOCURILOR* 46

4.1. Expansiunea și generarea crustei oceanice 46
4.2. Metalogeneza crustei de tip oceanic 50
4.3. Metalogeneza ridge-urilor, bazinelor oceanice și arcurilor insulare . . 50
4.3.1. Noduli feromanganoși și cruste feromanganoase recente . . 52
4.3.2. Sedimente bogate în sulfuri 54
4.3.3. Sisturi carbonatice pelagice bogate în metale 57
4.3.4. Zăcăminte stratiforme de pirită—Cu, tip Cipru 58
4.3.5. Zăcăminte de sulfuri cu CU—Ni (+Co, Au, Pt) 68
4.3.6. Zăcăminte de laterite cu fier nichelifere și laterite nichelifere . 72
4.3.7. Zăcăminte de cromit în complexe ofiolitice 74
4.3.8. Zăcăminte de Fe—Ti (V) 84
4.3.9. Zăcăminte și iviri de azbest 85
4.3.10. Zăcăminte de magnezit și talc 88
4.4. Zăcăminte asociate faliilor transformante de extensie dorsale-dorsale . 88
4.5. Zăcăminte asociate punctelor fierbinți intracontinentale și magmatismului anorogenic 90
4.5.1. Zăcăminte de staniu asociate masivelor granitoide anorogene . 91
4.5.2. Mineralizații de uraniu asociate granitelor anorogene 92
4.5.3. Zăcăminte de Fe—Ti asociate anortozitelor 93
4.5.4. Zăcăminte de Cr și Pt și Cu—Ni asociate complexelor mafice stratificate 95
4.5.5. Zăcăminte asociate carbonatitelor 98
4.6. Zăcăminte asociate rifturilor continentale 105
4.6.1. Zăcăminte de Cr—Ni—Pt—Cu asociate complexelor intrusive mafice 107
4.6.2. Zăcăminte de Cu—Ni și Cu 113
4.6.3. Kimberlite cu diamante 123
4.6.4. Zăcăminte de apatit, oxizi de Fe—Ti, de TR și de Mo, Pb—Zn, Cu asociate unor complexe intrusive alcaline 124
4.6.5. Zăcăminte de Mo, Cu, Pb, Zn asociate intruziunilor granitice . 125
4.6.6. Zăcăminte asociate magmatismului bimodal bazaltic-riolitic . 127
4.6.7. Zăcăminte stratiforme de Cu 149
4.6.8. Zăcăminte stratiforme de U+Au în gresii și conglomerate . . 164
4.6.9. Zăcăminte de Pb—Zn asociate cu roci carbonatice 167
4.6.9.1. Zăcăminte Pb—Zn de tip Mississippi Valley 168
4.6.9.2. Zăcăminte de Pb—Zn tip alpin 176
4.6.9.3. Zăcăminte de Pb—Zn tip irlandez 177

4.6.10. Zăcăminte de sulfuri masive asociate rocilor carbonatice . . . 177
4.6.11. Zăcăminte de fier 180
4.6.12. Zăcăminte de fluorină și baritină ± sulfuri 183
4.6.13. Zăcăminte de evaporite, magnezit și fosfați 184

5. *ZĂCĂMINTE ASOCIATE LIMITELOR DE CONVERGENȚĂ A BLOCURILOR* 185
5.1. Zăcăminte asociate șanțurilor submarine și arcurilor externe . . . 187
5.1.1. Zăcăminte de cromite podiforme 188
5.1.2. Zăcăminte de pirită ± Cu, de tip Cipru 188
5.1.3. Mineralizații de Sn (W), U și Cu asociate granitelor din arcurile externe 189
5.1.4. Mineralizații de Au, Hg și Sb 190
5.2. Zăcăminte asociate arcurilor magmatice principale 190
5.2.1. Zăcăminte de tip porphyry copper 191
5.2.2. Pipe de brecii cu mineralizații de Cu ± Mo 213
5.2.3. Zăcăminte de skarne 215
5.2.4. Zăcăminte filoniene, stockwork-uri și corpuri de brecii . . . 234
5.2.5. Zăcăminte de aur de tip izvoare calde 276
5.2.6. Zăcăminte de Pb—Zn—Cu (Au—Ag) de tip Kuroko 277
5.2.7. Zăcăminte de Sb—W—Hg și de W—Au 283
5.2.8. Zăcăminte de Hg 284
5.2.9. Zăcăminte de sulf nativ 284
5.3. Zăcăminte asociate bazinelor de arc extern 284
5.3.1. Zăcăminte aluvionare de aur 285
5.3.2. Cărbuni 286
5.4. Zăcăminte asociate centurilor retro-arc și centurilor de încălecare . . 286
5.4.1. Zăcăminte de Sn, W (Mo) 287
5.4.2. Zăcăminte de Cu—Au—Ag 292
5.5. Zăcăminte asociate bazinelor cratonice de comprimare retro-arc . . 293
5.5.1. Zăcăminte de U 293
5.5.2. Cărbuni 294
5.6. Zăcăminte asociate bazinelor de extensie retro-arc 294
5.6.1. Zăcăminte de Au—Ag 295
5.6.2. Zăcăminte de Mo 295
5.6.3. Cărbuni 297
5.7. Zăcăminte asociate bazinelor marginale retro-arc și albiilor inter-arc 298

6. *ZĂCĂMINTE ASOCIATE ZONELOR DE COLIZIUNE* 299
6.1. Zăcăminte de Sn—W 300
6.2. Zăcăminte de U 303

7. *ZĂCĂMINTE ASOCIATE ZONELOR DE POST-COLIZIUNE* 305
7.1. Bazine vorland 305
7.2. Bazine hinterland 306
7.3. Grabene și bazine intramontane 306
8. *SEMNIFICAȚIA TECTONICII GLOBALE PENTRU ACTIVITATEA DE PROSPECȚIUNE ȘI EXPLORARE* 307
8.1. Evaluarea potențialului de resurse minerale 308
8.2. Modelul genetic 309
BIBLIOGRAFIE 311
INDEX 324

BCU IAȘI

ORE DEPOSITS AND GLOBAL TECTONICS

by

Ion Berbeleac

The past two decades have been marked by the rapid growth of interest in global tectonic settings and related ore deposits. Therefore the book "Ore Deposits and Global Tectonics" is an attempt to give the advanced students, the professional geologist and other earth scintist the key concepts to the understanding of global patterns of tectonics and mineralizations. In elaborating this book I was stimulated by the success of my review on "Gold Deposits" published in 1985, which includes an important chapter (no. 4) on "Geotectonic settings of gold deposits". This chapter is in accordance with the concepts of global tectonics mineralization.

After a brief discussion in the first chapter on the „Structure and composition of the Earth", two interesting parts — „Tectonic environment and metallogenesis" (Chapter 2) and „Global tectonics and classification of ore deposits (chapter 3) — deal with the evolution of ideas (geosyncline and related metallogenesis, plate tectonics and metallogenesis, Wilson cycle and metallogenesis, plate tectonics and classification of ore deposits) have been written in order to be easily understood by anyone who is familiar with the principles of geology.

The next four chapters represent the main bulk of the book. They concern the description and analysis of mineral deposits for the major types of tectonic environment recognisable at present : deposits related to divergent plate boundaries (chapter 4), deposits related to convergent plate boundaries (chapter 5), deposits related to collision areas (chapter 6) and deposits related to post-collision areas (chapter 7). Most of the data regard the Romanian territory as well as the neighbouring areas (Bulgaria, Greece, Yugoslavia, Hungary, Soviet Union, Poland, Czechoslovakia). In comparison with other similar books, here are concentrated the elements of the deposits' genesis related to the regional tectonic setting with thermodynamic processes and other aspects which concern exclusively the mineralizations and the ore bodies.

The last part (chapter 8) is dedicated to data which point to the importance of global tectonics to prospecting and exploration activity and especially to the estimation of mineral resources and to the elaboration of the genetic model.

The text is accompanied by rich graphics and references.

The author of "Ore Deposits and Global Tectonics" is a dactor of sciences and chief geologist at the Geological and Geophysical Prospecting Enterprise in Bucharest. He was assistant professor at the ore deposits chair of the Bucharest Faculty of Geology and senior researcher at the Institute of Geology and Geophysics in Bucharest. He has accumulated experience in the field and laboratory activity in Romania and abroad.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTENTS

INTRODUCTION 3

1. *STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE EARTH* 11

1.1. The crust, morphotectonic divisions 11
1.2. Composition of the Earth 15
1.3. Variation of density, pressure, gravitation and temperature of the Earth 18

2. *TECTONIC ENVIRONMENT AND METALLOGENESIS* 20

2.1. Evolution of ideas 21
2.1.1. Geosynclines and metallogenesis 22
2.1.2. Plate tectonics and metallogenesis 26
2.1.3. Other tectonic hypotheses and metallogenesis 35

3. *GLOBAL TECTONICS AND CLASSIFICATION OF ORE DEPOSITS* . 42

4. *ORE DEPOSITS RELATED TO DIVERGENCE PLATE BOUNDARIES* . . 46

4.1. Spreading and generation of oceanic crust 46
4.2. Metallogenesis of oceanic-type crust 50
4.3. Metallogenesis of ridges, oceanic basins and island arcs 50
4.3.1. Recent ferromanganeses nodules and ferromanganeses crusts . 52
4.3.2. Sulphide-rich sediments 54
4.3.3. Pelagic carbonate shales rich in metals 57
4.3.4. Cu-pyrite stratiform deposits, Cyprus type 58
4.3.5. Cu—Ni (±Co, Au, Pt) sulphide deposits 68
4.3.6. Nickel-bearing iron laterite and nickel-bearing laterite deposits 72
4.3.7. Cromite deposits in ophiolitic complexes 74
4.3.8. Fe—Ti (V) ore deposits 84
4.3.9. Asbestos deposits and occurrences 85
4.3.10. Magnesite and talcum deposits 88
4.4. Ore deposits related to dorsal-dorsal extension transform faults . . 88
4.5. Ore deposits related with intracontinental hotspots and anorogenic magmatism 90
4.5.1. Stanium deposits related to anorogenic granitoid massifs . . . 91
4.5.2. Uranium deposits related to anorogenic granites 92
4.5.3. Fe—Ti deposits related to anorthosites 93
4.5.4. Cr and Pt and Cu—Ni deposits related to layered mafic complexes 95
4.5.5. Ore deposits related to carbonatites 98
4.6. Ore deposits related to continental rifts 105
4.6.1. Cr—Ni—Pt—Cu deposits related to mafic intrusive complexes . 107
4.6.2. Cu—Ni and Cu deposits 113
4.6.3. Diamond-bearing kimberlites 123
4.6.4. Apatite, Fe—Ti oxide, REE and Mo, Pb—Zn, Cu deposits related to alkaline intrusive complexes 123
4.6.5. Mo, Cu, Pb, Zn deposits related to granitic intrusions . . . 125
4.6.6. Ore deposits related to bimodal basalt-rhyolite magmatism . . 127
4.6.7. Stratiform Cu deposits 149
4.6.8. Stratiform U±Au deposits in sandstones and conglomerates . 164
4.6.9. Pb—Zn deposits related to carbonate rocks 167
4.6.9.1. Mississippi Valley-type deposits 168
4.6.9.2. Alpine-type deposits 176
4.6.9.3. Irish-type deposits 177
4.6.10. Massive sulphide ores related to carbonate rocks 177
4.6.11. Iron deposits 180
4.6.12. Fluorine and baryte ± sulphide deposits 183
4.6.13. Evaporite, magnesite and phosphate deposits 184

5. *DEPOSITS RELATED TO CONVERGENCE PLATE BOUNDARIES* . . 185

5.1. Deposits related to submarine trenches and outer arcs 187
5.1.1. Podiform chromite deposits 188
5.1.2. Cyprus-type Cu ± pyrite dposits 188
5.1.3. Sn (W), U and Cu deposits related to granites of outer arcs . . 188
5.1.4. Au, Ag and Sb ores 190
5.2. Deposits related to main magmatic arcs 190
5.2.1. Porphyry copper-type deposits 191
5.2.2. Breccia pipes bearing Cu ± Mo ores 213
5.2.3. Skarn deposits 215
5.2.4. Vein deposits, stockworks and breccia bodies 234
5.2.5. Gold deposits of hot springs-type 276
5.2.6. Kuroko-type Pb—Zn—Cu (Au—Ag) deposits 277
5.2.7. Sb—W—Hg and W—Au deposits 283
5.2.8. Hg deposits 284
5.2.9. Native sulphur deposits 284
5.3. Deposits related to outer arc basins 284
5.3.1. Alluvial gold deposits 285
5.3.2. Coal deposits 286
5.4. Deposits related to back-arc and overthrust belts 286
5.4.1. Sn, W (Mo) deposits 287
5.4.2. Cu—Au—Ag deposits 292
5.5. Deposits related to retro-arc compression craton areas 293
5.5.1. U deposits 294
5.5.2. Coal deposits 294
5.6. Back-arc extension basins 294
5.6.1. Au—Ag deposits 295
5.6.2. Mo deposits 295
5.6.3. Coal deposits 297
5.7. Back-arc marginal basins and inter-arc areas 298

6. *DEPOSITS RELATED TO COLLISION AREAS* 299

6.1. Sn—W deposits 300
6.2. U deposits 303

7. *DEPOSITS RELATED TO POST-COLLISION AREAS* 305

7.1. Foreland basins 305
7.2. Hinterland basins 306
7.3. Grabens and intramountainous basins 306

8. *IMPORTANCE OF GLOBAL TECTONICS TO PROSPECTING AND EXPLORATION ACTIVITY* 307

8.1. Estimation of mineral resources 308
8.2. Genetic model 309

REFERENCES 311

INDEX 324

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. STRUCTURA ȘI COMPOZIȚIA PĂMÎNTULUI

În ultimele două decenii cercetările geofizice și oceanografice desfășurate în special în spațiul oceanelor Atlantic și Pacific și în zona marginilor continentale adiacente au adus numeroase date care au permis fundamentarea conceptelor tectonicii plăcilor sau noii tectonici globale. Această teorie, avînd la bază principiul actualismului aplicat la evoluția scoarței Pămîntului în timpul geologic, a rezultat din sinteza datelor referitoare la : 1) stocarea și interpretarea datelor fizice și chimice privind constituția și vîrsta Pămîntului ; 2) relațiile dintre ariile cu crustă oceanică și continentală și 3) formarea prin expansiune în dorsalele medio-oceanice a crustei oceanice și consumarea acesteia în șanțuri prin subducție.

Cu scopul de a ușura înțelegerea relațiilor dintre geneză și distribuția zăcămintelor, pe de o parte, și cadrul tectonic, pe de altă parte, aducem cîteva precizări, fără a intra în amănunte, privind structura Pămîntului în general și a crustei în special.

Pămîntul este neomogen. El este alcătuit din pături concentrice, diferite constituțional [73, 51]. Acest fapt a fost dovedit prin înregistrarea diverselor tipuri de unde seismice. Desigur că actuala imagine privind structura Pămîntului, dedusă din caracteristicile seismice ale păturilor [73], se poate îmbunătăți. Acest fapt este deja dovedit de datele forajului superadînc SG-3 Kola [231] care în anul 1984 avea adîncimea de 11,600 km. Sonda superadîncă Kola va trebui să atingă adîncimea de 13 km. De menționat că datele de compoziție și stare fizică ale rocilor din adîncime obținute prin studiul carotelor forajului se deosebesc sensibil de cele ale modelului profilului întocmit anterior.

După Bullen [73], Pămîntul este constituit din șapte pături concentrice : crusta, mantaua superioară, zona de tranziție, mantaua inferioară, nucleul extern, zona de tranziție și nucleul intern (fig. 1.1).

Partea superioară a globului este alcătuită din litosferă și astenosferă.

Litosfera cuprinde crusta și mantaua superioară. Ea are o constituție neomogenă și suportă compresiuni mari, fără fluidizare [253]. Grosimea crustei este de 50—80 km sub oceane și 180—280 km sub continente. Datorită rigidității, litosfera permite transmiterea compresiunilor și alunecarea pe astenosferă.

Astenosfera reprezintă stratul B al mantalei superioare.

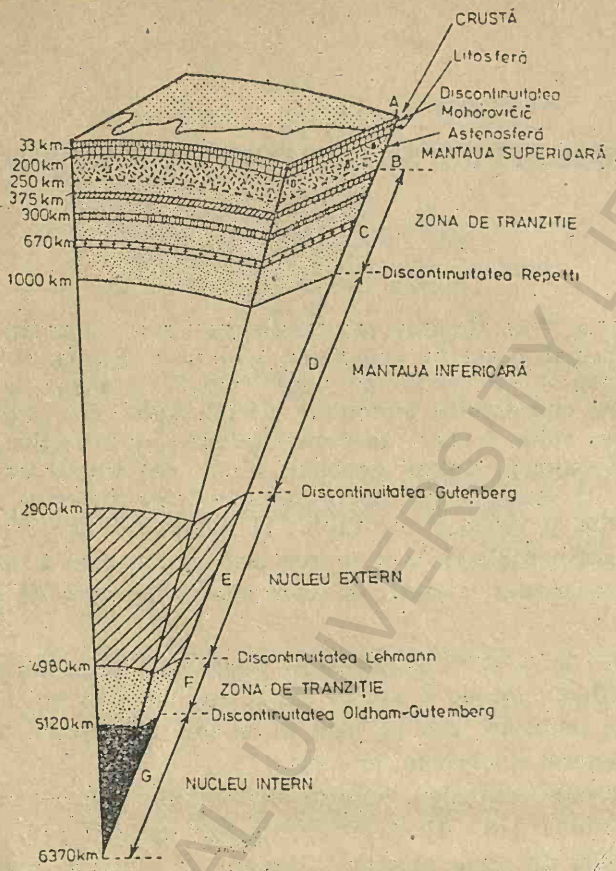

Fig. 1.1. Principalele zone și discontinuități ale Pământului [51] (cu simplificări).

1.1. CRUSTA, DIVIZIUNI MORFOTECTONICE

Crusta reprezintă prima pătură, cea mai superficială, a globului. Ea prezintă mari variații de grosime și compoziție, care diferă sensibil între continent și ocean. Acest fapt a condus la separarea a trei mari diviziuni structurale : crusta continentală, crusta oceanică și crusta de tranziție, aceasta din urmă avînd o importanță mai redusă. Grosimile acestor cruste variază astfel : 30—50 km — crusta continentală, cu maxime de 70—80 km în regiunile cutate ; 15—30 km — crusta de tranziție care corespunde arcurilor insulare, insulelor și marginilor continentale ; 5—8 km — crusta oceanică, minimul de 5 km înregistrîndu-se sub crestele medio-oceanice.

Condie [98], detaliind studiul crustei, separă în cadrul acesteia 12 tipuri crustale. Prin tip crustal autorul înțelege un segment de crustă care prezintă aceleași caracteristici geologice și fizice. Avînd în vedere aceste caracteristici, în cadrul celor 12 tipuri crustale autorul menționat distinge cinci tipuri crustale continentale (scuturi, platforme, zone oro-

genice paleozoice, zone orogenice mezozoice și rifturi continentale) ; cinci tipuri crustale oceanice (insule vulcanice, arcuri insulare, fose, bazine oceanice și dorsale medio-oceanice) și două tipuri crustale de tranziție (bazine marine marginale și bazine marine interne).

• Scuturile reprezintă părțile cele mai stabile ale continentelor. Ele sînt alcătuite din formațiuni cristaline vechi precambriene (3,5—0,5 miliarde ani) ; depozitele sedimentare de cuvertură lipsesc sau au grosimi nesemnificative. Scuturile au relief șters. Prezența lor este recunoscută în special în Africa, Canada și Asia.

• Platformele, ca și scuturile, sînt zone tectonice stabile, constituite din roci vechi precambriene, dar acoperite de o cuvertură sedimnetară ușor înclinată și cu grosimi pînă la 5 km. Principalele platforme se află în Asia și Europa.

• Catenele orogenice paleozoice reprezintă centuri cu lungimi de mii de kilometri și lățimi de ordinul sutelor și miilor de kilometri. Ele sînt constituite din roci metamorfice, eruptive și sedimentare, puternic faliate. Relieful acestor centuri este puțin accentuat, iar sub aspect tectonic reprezintă geosinclinale rigidizate.

• Catenele orogenice mezozoice alcătuiesc regiuni foarte instabile din punct de vedere tectonic. Ele se aseamănă structural și constituțional cu precedentele, de care se deosebesc prin relieful foarte accentuat.

• Rifturile continentale alcătuiesc arii înguste (30—80 km lățime), tectonic coborîte după mai multe sisteme de fracturi, cu extinderi de ordinul sutelor și miilor de kilometri. Ele reprezintă zone instabile tectonic cu relief accidentat. Zonele de rift continental sînt constituite din roci vulcanice bazaltice și depozite sedimentare ; rocile cristaline prezente aparțin fundamentului fracturat. Burke și Kidd [76] au arătat că majoritatea curgerilor bazaltice cunoscute sînt asociate cu rifturi continentale. Ele, cu excepția bazaltelor din Columbia River, din platoul Decan și din Siberia, corespund stadiilor de deschidere a oceanelor. Sawkins [361] include la stadiile de rift și curgerile de bazalt vechi din Labrador (2,5 miliarde ani), din Great Dyke, Zimbabwe (2,6 miliarde ani) și dyke-urile Ameralik din Groenlanda de nord (3,0 miliarde ani). Relațiile dintre rifturi și crusta continentală sfărîmată sînt ilustrate de evoluția postpaleozoică a Africii. Rocile vulcanice și sedimentare care umplu bazinele de rift, ca și cele formate postdatării bazinelor (Milanovski, 1981) sînt cele mai importante produse ale rifturilor. Asemenea roci, ca și corespondentele lor metamorfozate, au o largă răspîndire în continente și sînt gazda a numeroase zăcăminte metalice [361]. Partea inferioară a depozitelor de ritf cuprinde bazalt și puține riolite (vulcanism bimodal). Deasupra urmează arkoze, conglomerate de origine continentală și depozite terigene marine și continentale. De subliniat că gnaisele cuarțo-feldspatice, amfibolitele, marmurele, formațiunile de fier etc. din centuri proterozoice reprezintă sedimente de rift.

Principalele rifturi continentale actuale sînt Riftul african, extins între Africa de Sud și Asia Mică (6 500 km), „Provincia de bazine și catene" (Basin and Range Province) din vestul S.U.A., și Baikal din U.R.S.S. Un rift cu lungimea de cca 2 000 km, dar vechi de 1,0—1,2 miliarde ani, este cel din America de Nord, extins între partea sudică a statului Ontario la nord-est și Nebraska și Arkansas în sus-est.

• Insulele vulcanice se formează fie în zonele de subducție, fie în cele de expansiune. Ele sînt alcătuite din roci eruptive, în special bazaltice sau andezitice.

• Arcurile insulare reprezintă zone tectonic instabile, cu vulcanism activ și seismicitate ridicată. Acestea caracterizează zonele de subducție, cu extinderi de ordinul sutelor și miilor de kilometri (vestul Pacificului) și reprezintă roiuri de insule alcătuite din roci vulcanice predominant andezitice și intruziunile corespunzătoare ; sedimentele sînt prezente dar cu grosimi reduse.

• Fosele însoțesc zonele de subducție și au frecvent adîncimi de 5—8 km. De regulă ele separă continentul de arcurile insulare și reprezintă zone cu seismicitate ridicată. Pe fundul lor se depune material sedimentar provenit de pe continent și de pe arcurile insulare.

• Bazinele oceanice domină prin dimensiuni suprafața globului Ele reprezintă zone tectonice stabile cu o crustă subțire (7 km), constituite din roci magmatice și puține sedimente (0,3 km grosime). Aceste zone sînt presărate de coline abisale — denivelări de 50—1 000 m și munți submarini — foști vulcani submarini activi sau stinși.

• Dorsalele medio-oceanice reprezintă zone de rifturi cu extinderi uriașe (fig. 1.2), foarte instabile tectonic, alcătuite din roci magmatice (bazalte). Grosimea crustei în dorsale nu depășește 5 km, iar a sedimen-

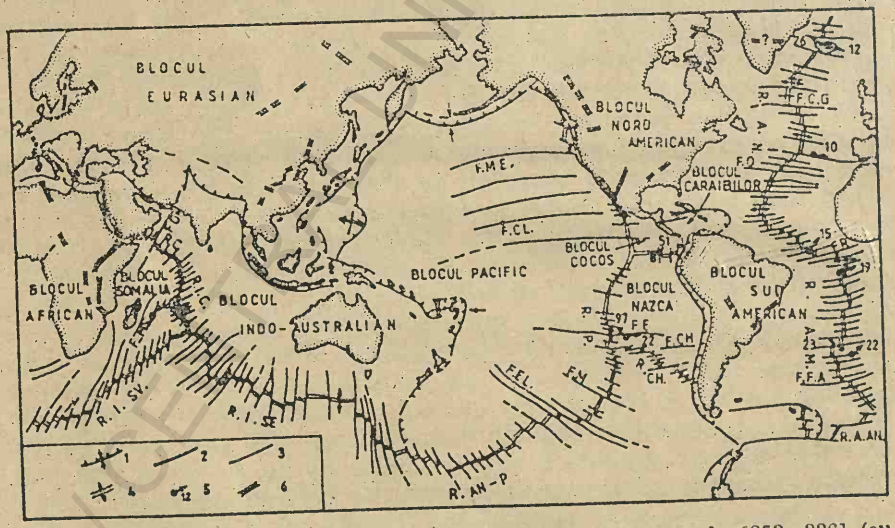

Fig. 1.2. Plăcile mari, ridge-urile oceanice și rifturile actuale [253, 336] (cu completări) :

1 — șanțuri ; 2 — falii transformante active ; 3 — falii transformante inactive ; 4 — ridge-uri ; 5 — puncte fierbinți și mișcarea absolută a blocului ; 6 — zone de rift continental. *Zone de fracturi transformante :* F.C.G. — Charlie-Gibbs ; F.Ch — Challanger ; F.Cl — Clarion ; F.E. — Estică ; F.El — Eltain ; F.F.A. — Fallands-Agulhas ; F.M. — Menard ; F.ME — Mendonicio ; F.Ms — Mauritius ; F.O. — Oceanografic ; F.O. — Owen ; F.R. — Romanache. *Ridgeuri oceanice :* R.A.AN — American-Antarctic ; R.An-P — Antarctic-Pacific ; R.A.M — Mediu Atlantic ; R.A.N — Nord Atlantic ; R.C — Carlsberg ; R.I.C — Central Indian ; R.I.SE — Indian de sud-est ; R.I.SV — Indian de sud-vest ; R.P — Pacific ; *Rise*-uri : R.Ch — Chilian.

telor variază, în general, de la cîțiva metri la zeci de metri. Dorsalele medio-oceanice sînt secționate, după direcții relativ perpendiculare, de falii transformante. Ele se caracterizează prin relief foarte puternic accidentat, cu numeroase văi, coline și depresiuni.

• Bazinele marine marginale se asociază zonelor de subducție și apar fie între un arc insular și continent (Marea Japoniei, Ohotsk etc.), fie între două arcuri insulare (Marea Filipinelor). Sub aspect tectonic reprezintă zone instabile, cu crustă oceanică groasă (9 km), secționată de numeroase falii predominant cu dispunere paralelă la direcția arcurilor insulare și continentelor. Relieful este accidentat datorită prezenței grabenelor și horsturilor. Fundul acestor bazine conservă depozite sedimentare provenite din denudarea continentului sau arcurilor insulare. Majoritatea bazinelor marginale actuale, active sau pasive, se situează în partea vestică a Oceanului Pacific.

• Bazinele marine interne au crustă intermediară (22 km). Ele pot fi total înconjurate de uscat (Marea Caspică) sau mai mențin legătura cu oceanul planetar (Marea Neagră, Golful Mexic). Cuvertura de sedimente este de regulă foarte groasă, variind de la cîțiva kilometri pînă la 20 kilometri (Marea Caspică). Sub aspect tectonic reprezintă zone stabile sau puțin instabile.

1.2. COMPOZIȚIA PĂMÎNTULUI

Crusta. Compoziția crustei diferă de la continent la ocean. De aceea, crusta a fost divizată în crustă continentală, oceanică și de tranziție.

Crusta continentală este alcătuită din trei strate (fig. 1.3) :

1. Stratul continental superior, alcătuit din *cuvertura sedimentară* deosebit de groasă în bazine marine epicontinentale și regiuni cutate (> 10 km în fața Himalaiei) și *stratul granitic* propriu-zis cu grosimi de 16—17 km, alcătuit din granite, gnaise, micașisturi, etc. ;

2. Stratul continental intermediar, gros de cca 10 km, constituit preponderent din bazalte. Ele este separat de precedentul prin discontinuitatea Conrad (fig. 1.3). Grosimea maximă a acestui strat este atinsă în arcuri insulare.

3. Stratul continental inferior, de 10—29 km, grosime, este alcătuit din amfibolite, serpentinite și gabbrouri. Grosimile maxime ale acestui strat apar în platforme și zone orogenice fanerozoice ; minimele domină mediul oceanic, în special dorsalele oceanice (fig. 1.3). Stratul continental inferior este separat de manta prin discontinuitatea Moho (70 km).

Crusta oceanică are 5—8 km grosime și este alcătuită tot din trei strate :

— stratul 1 foarte subțire, constituit din sedimente cu grosimi crescînde de la dorsale spre marginile oceanelor (media 0,45 km) ;

— stratul 2, gros de cca 1,75 km, este considerat ca fiind alcătuit din bazalte. Variația mare a vitezelor undelor seismice (4,6—6,50 km/s) și a grosimilor arată existența unor neomogenități structurale și de compoziție. Acest strat corespunde stratului continental intermediar al crustei continentale (fig. 1.3) ;

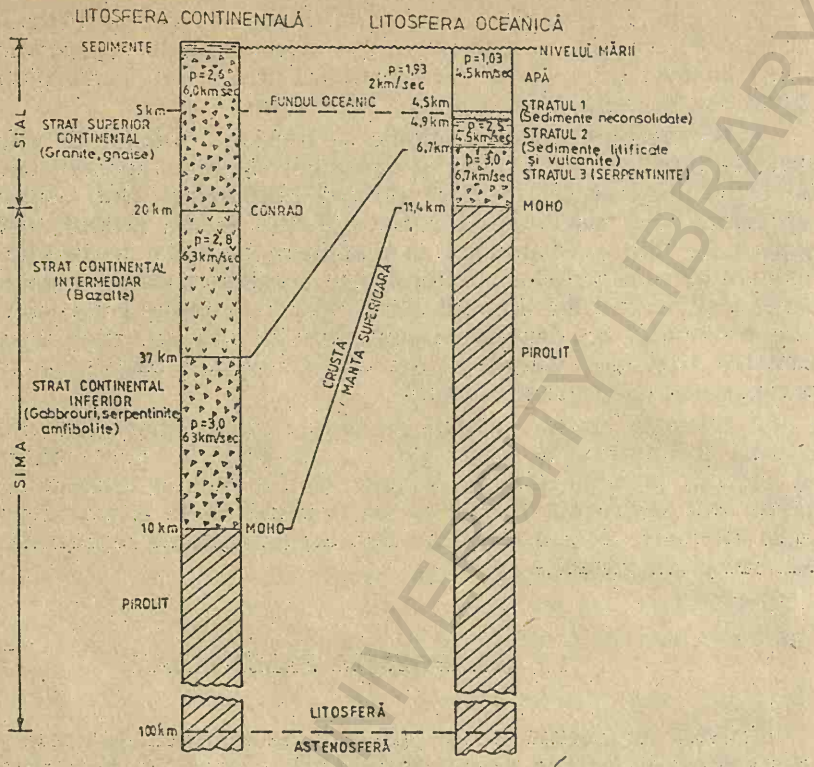

Fig. 1.3. Structura litosferei continentale și oceanice [51] (cu modificări).

— stratul 3 alcătuit, se pare, din serpentinite și gabbrouri, are grosimi de 4—5 km. Aceste roci se corelează cu stratul continental inferior al crustei continentale.

Cantități neînsemnate de crustă oceanică situată la limita plăcilor sînt încorporate în ariile continentale alcătuind complexe ofiolitice [96]. Dintre acestea numai o mică parte, care scapă de procesele de subducție, este supusă unor frămîntări tectonice. Asemenea complexe sînt cunoscute în centuri orogenice de vîrstă paleozoică, mezozoică și terțiară. Complexe ofiolitice prepaleozoice sînt cunoscute în centurile Pan-Africană (1 000—500 mil. ani), în Arabia Saudită și Maroc, în orogenul baicalian etc. Cruste oceanice vechi rămîn a fi descoperite în centuri de vîrstă proterozoic inferioară și archeană.

Mantaua superioară este alcătuită din trei strate : stratul B′ cu grosimi de 50—70 km în medii oceanice, în care vitezele undelor seismice cresc continuu, dar cu sărituri în zona discontinuității Moho, și 150—200 km sub scuturile continentale vechi ; stratul B″, bine reprezentat sub oceane și centuri orogenice tinere, este foarte neomogen și are baza la 250 km adîncime ; stratul B‴ relativ omogen, cunoscut între 250 și 375—400 km adîncime. Stratul B″ acoperă astenosfera. Aici, vitezele undelor seismice scad comparativ cu stratul B‴, fapt ce presupune o stare de topire parțială a materiei. Mantaua superioară se delimitează de coastă

printr-o puternică discontinuitate (Moho, fig. 1.3). Acest fapt denotă fie o modificare de compoziție chimică, fie o diferență de fază mineralogică. Minerale principale, ca olivină magneziană, piroxeni, plagioclazi, granați și oxizi de Fe, Cr, V, Ti, sînt prezente în mantaua superioară în diverse proporții.

Zona de tranziție este situată între 375 și 1 000 km adîncime. Aici vitezele undelor seismice P cresc în trepte. Ele delimitează trei zone situate între 375—430 km (9 km/s), 500—570 km și 670—700 km (11 km/s). La adîncimea de 1 000 km (discontinuitatea Repetti) viteza undelor P este de 12 km/s. În zona de tranziție, datorită presiunii ridicate, mineralele prezentate în mantaua superioară suferă importante modificări structurale. Ele au structură mai compactă cu coordinare superioară. Structurile caracteristice la olivină și piroxeni par a fi de tip spinel γ și β, respectiv de granat. Către limita de trecere spre mantaua superioară structura silicaților normali devine mai compactă, similară oxizilor denși, iar numărul de coordinare al Si se mărește de la 1/4 la 1/6.

Mantaua inferioară se extinde de la 1 000 km pînă la 2 900 km adîncime (discontinuitatea Gutenberg). Viteza undelor seismice, cu excepția salturilor din zona discontinuităților de la adîncimile de 1 200 km, 1 900 km și 2 700 km, arată o creștere gradată. Densitatea materiei în mantaua inferioară crește cu cca 5%. Această creștere este pusă pe seama existenței unor soluții solide de oxizi cu structura de tip periclaz și de metasilicați în soluție solidă cu structura de tip ilmenit. Materia reprezintă probabil un lichid metalic de Fe, Ni și Si ($\pm$S).

Nucleul extern se extinde între 2 900 și 4 980 km adîncime. În acest domeniu viteza undelor seismice P prezintă un gradient normal. Undele S nu sînt propagate. Nepenetrarea undelor S denotă starea lichidă a materiei. Ea este probabil alcătuită din Ni și Fe.

Zona de tranziție dintre nucleul extern și nucleul intern corespunde intervalului 4 980—5 120 km adîncime. În acest interval gradientul undelor P este negativ, iar starea și compoziția materiei sînt greu de precizat.

Nucleul intern reprezintă restul globului, baza fiind la 6 370 km. Undele secundare S, detectate datorită penetrării undelor P, indică existența materiei în stare solidă. Compoziția acesteia este similară nucleului extern (Ni-Fe).

Cu excepția crustei — singura accesibilă observației nemijlocite — compoziția chimică și mineralogică a Pămîntului este dedusă dintr-o sumă de date geofizice și geologice. Dintre acestea cele referitoare la seisme și meteoriți sînt cele mai importante. În primul caz, se are în vedere faptul că vitezele de deplasare a undelor sînt dependente de natura materialului străbătut. În cel de-al doilea caz, se pleacă de la premisa că meteoriții provin din explozia unor corpuri cerești cu structură concentrică, din familia Soarelui, situați între Marte și Jupiter. Compoziția chimică și mineralogică inițială a acestor corpuri a fost probabil relativ identică cu cea a Pămîntului. Meteoriții, împărțiți după compoziția chimică în sideriți (feroși=aliaj de Ni și Fe), sideroliți (aliaj Ni+Fe și silicoliți) și aeroliți (litici=silicați de fier și magneziu metalic), oferă prin varietatea lor o imagine despre păturile constitutive ale globului

terestru. Aeroliții, la rîndul lor, împărțiți în meteoriți chondritici constituiți din olivină, piroxeni, oligoclaz, troilit, incluziuni sferice de silicoliți și nichel metalic (chondrule) și meteoriți achondritici alcătuiți din piroxeni și feldspați, asemănători rocilor vulcanice și gabbrourilor, sînt apropiați prin compoziție și structură cu mantaua. Sideriții, în schimb, prezintă asemănări cu nucleul.

1.3. VARIAȚIA DENSITĂȚII, PRESIUNII, GRAVITAȚIEI ȘI A TEMPERATURII PĂMÎNTULUI

După cum s-a arătat variația undelor seismice a fost explicată de prezența în interiorul Pămîntului a unor pături cu depunere concentrică și diferite constituțional. Valorile densității acestor pături, comparativ cu valoarea medie calculată de 5,5 g/cm^3 a Pămîntului, variază în limite largi. Este de notat faptul că indiferent de metodele de calcul utilizate pentru determinările densității în manta și în nucleu, se poate afirma că acestea cresc odată cu adîncimea : 3,34—3,54 g/cm^3 în mantaua superioară și 12,8 g/cm^3 în nucleul intern.

O comportare similară se remarcă și pentru presiune : zero megabari (Mb) la suprafață și 3,8 Mb în centrul Pămîntului. Curba de creștere a presiunii prezintă la 3 000 km și 5 000 km două inflexiuni determinate de creșterea puternică și respectiv lentă a gradientului în nucleul extern și intern. Creșterea densității în nucleul extern confirmă natura sa lichidă.

Determinările de gravitate au arătat faptul că intensitatea acestui cîmp scade spre interior, valoarea zero situîndu-se în centrul Pămîntului. Inflexiunile curbei intensității gravității sînt cauzate de variații de densitate determinate de compoziția diferită a Pămîntului.

Din datele existente se pare că Pămîntul s-a consolidat treptat. Sursele de căldură necesare definirii actualei forme sînt încă incomplet elucidate. Ele au putut rezulta în special din : (1) dezintegrarea izotopilor radioactivi de viață lungă, ca U^{236}, Sm^{146}, Pu^{244}, Cm^{247} ; timpul de înjumătățire a acestor izotopi este suficient pentru încălzirea Pămîntului la temperaturi de 2 000—3 000°C ; (2) consumarea energiei gravitaționale prin transformare în energie cinetică. Căldura eliberată poate ridica temperatura la 1 600°C și (3) comprimarea adiabatică prin care rezultă temperaturi de cîteva sute de grade.

Temperatura din interiorul Pămîntului prezintă o creștere relativ continuă de la manta spre nucleul intern. După Jacobs (1954, în [51]) aceasta ar fi de 3 600°C la limita dintre manta și nucleul extern, și de 3 600°C în zona de graniță dintre cele două nuclee ; valoarea maximă de 3 900°C ar putea fi atinsă de nucleul intern (solid).

Sursa de căldură internă a Pămîntului este temperatura acestuia. Căldura sosită la suprafața Pămîntului (30×10^{12} wați), comparativ cu cea primită de la Soare ($90\,000 \times 10^{12}$ wați), care are o penetrabilitate foarte mică, este neînsemnată. Ea este însă indiscutabil mult mai mare

decît cea furnizată de vulcani ($0{,}1 \times 10^{12}$ waţi), a cărei propagare spre suprafaţă se face extrem de încet, în funcţie de conductibilitatea rocilor.

Căldura transferată din manta în timpul expansiunii fundului oceanic este în cea mai mare parte împrăştiată prin sisteme hidrotermale convective frecvent formate în apropierea ridge-urilor. Un exemplu este cel cunoscut la paralela 21°N în ridge-ul est pacific ; alte sisteme hidrotermale convective însoţesc expansiunea Galapagos.

Raportată la scara timpului, capacitatea mantalei de a produce căldură a fost diferită ; ea a fost mult mai mare în Archean datorită radioactivităţii ridicate a elementelor şi a scăzut treptat spre timpurile noastre.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. CADRUL TECTONIC ŞI METALOGENEZA

Depăşind sfera speculaţiilor pure, tectonica globală, comparativ cu alte ipoteze, teorii sau doctrine geotectonice, este adînc implicată în explicarea genezei şi distribuţiei zăcămintelor. Aceasta, pentru că tectonica globală reprezintă un salt calitativ nou în înţelegerea şi explicarea cadrului tectonic.

Cadrul tectonic controlează în mare măsură potenţialul mineral al rocilor. El determină tipul de magmatism şi de mineralizaţii asociate, deformările acestora, natura succesiunii de sedimentare, grosimea şi compoziţia sedimentelor, deformările şi modificările metamorfice ale acestora, conservarea potenţialului mineral şi gradientul geotermic.

Principala problemă a geologiei şi geoştiinţelor constă în reconstituirea în evoluţia Pămîntului a cadrului tectonic. Prin conceptele tectonicii globale această evoluţie a fost riguros stabilită pentru ultimii 200 mil. ani ; la formaţiunile mai vechi (Precambrian inferior) aceste concepte se aplică parţial şi cu un număr însemnat de presupuneri.

În reconstituirea cadrului tectonic al Pămîntului sînt folosite două principii fundamentale :

— principiul actualismului, conform căruia procesele geologice actuale s-au repetat la scara timpului geologic, şi

— principiul izostaziei, prin care se postulează faptul că grosimile mari de sedimente şi/sau roci vulcanice nu pot fi acumulate în arii intracontinentale ale crustei puţin tensionate. Ele apar iniţial atît în margini continentale cu regim diferit, cît şi în arii de convergenţă ale blocurilor. În asemenea arii eroziunea foarte activă a crustei determină restabilirea echilibrului izostatic, fapt ce are implicaţii importante în formarea şi distribuţia unor zăcăminte. În general, în asemenea arii natura majorităţii succesiunilor sedimentare, geometria lor, grosimea, compoziţia şi faciesurile lor, ca şi zăcămintele sin- şi diagenetice sau epigenetice timpurii asociate sînt controlate în bună parte de cadrul tectonic de formare. În acest sens menţionăm două exemple : 1. secvenţele marine de roci carbonatice şi zăcămintele de Pb-Zn asociate caracteristice şelfurilor continentale pasive sau anorogene şi mărilor epeirice şi 2. centurile alungite, groase, de greywacke feldspatice cutate, lipsite de zăcăminte de sulfuri de tip strata-bound tipice pentru bazinele orogenice fore-arc.

Un alt mijloc de interpretare tectonică a ariilor cu formaţiuni geologice vechi îl constituie investigaţiile petrochimice ale rocilor eruptive. Aceasta, deoarece este ştiut faptul că fiecărui tip de magmatism îi sînt proprii alterări şi mineralizări caracteristice, iar natura unimodală şi bimodală a magmatitelor denotă formarea lor în zone de convergenţă a blocurilor şi respectiv de rift.

Chimismul elementelor-urmă ale rocilor eruptive vechi, alături de date analoage pentru magmatite recente, a fost de asemenea utilizat în definirea cadrului tectonic de formare a magmelor.

De asemenea, este important de reținut faptul că, în general, rocile plutonice și vulcanice calco-alcaline caracterizează arcurile magmatice de subducție, că rocile alcaline apar în zone de rift intracontinental și falii transformante, iar lavele tholeiitice se formează în centre de expansiune oceanică și că vulcanitele bazalt-andezitice și echivalentele lor plutonice domină regiunile arcurilor extensionale.

In recunoașterea cadrului tectonic al unor terenuri vechi sînt utilizate informațiile despre metamorfism, formă și dimensiunile rocilor eruptive, zonele brecifiate și faliate, modificările aduse formațiunilor de către gradientul geotermal și circulația soluțiilor mineralizatoare.

Gradientul geotermal determină calitatea cărbunilor, generarea și maturizarea hidrocarburilor și exercită controlul saramurilor geotermale mineralizate. Circulația saramurilor, iar uneori a hidrocarburilor, contribuie la formarea a numeroase tipuri de zăcăminte epigenetice de sulfuri metalice situate în roci sedimentare.

Pentru o mai bună înțelegere a implicațiilor cadrului tectonic în controlul mineralizațiilor prezentăm cîteva date referitoare la evoluția procesului de cunoaștere.

2.1. EVOLUȚIA IDEILOR

In prima jumătate a secolului al XX-lea relațiile dintre cadrul tectonic și mineralizații erau puțin discutate datorită faptului că zăcămintele minerale se considerau de origine magmatică și hidrotermală (Lindgren, 1933). Legătura genetică a acestora cu intruziunile de roci eruptive era invocată fără încadrarea activității magmatice în evoluția cadrului tectonic.

După 1950 progresele înregistrate în studiul zăcămintelor aduc în discuție existența unor corpuri stratiforme de minereu, în general de aceeași vîrstă cu rocile-gazdă — secvențe sedimentare și/sau vulcanosedimentare [390]. După acest an, multe din zăcămintele considerate de origine hidrotermal-magmatică și epigenetice, printre care Broken Hill (Australia) [231], Meggen (Germania) [311], Rio Tinto (Spania) [333] ca și cele din Copperbelt (Zambia) [149] au fost reconsiderate ca zăcăminte singenetice. Totuși, în ciuda acestui fapt puțini autori interpretau diversitatea tipurilor de zăcăminte ca o caracteristică a cadrului tectonic privite într-un context global. Cîteva lucrări valoroase realizate de Turneaure [409], Mac Diarmid [266], Nobel [300], Pavillon [314], Routhier [349] și Folea [140], aduc precizări privind legăturile dintre zăcăminte minerale, provincii metalogenetice și centurile structurale majore. De exemplu, acum se admite că o provincie cupriferă poate include atît zăcăminte formate într-un arc magmatic mezozoic tîrziu, cît și zăcăminte vulcanice exhalative de fund oceanic apărute în Mezozoic inferior; ultimele amplasate în bazine foreland și apărute în timpul coliziunii continent-arc. Un alt exemplu îl constituie provincia sau centura de Pb-Zn din Ardenii superiori, care cuprinde zăcămîntul stratiform-vulcanogen Rammelsberg, zăcămîntul stratiform de origine sedimentară Monbeek, și

zăcăminte fosile de carst formate în intervalul Devonian-Triasic. Cele două exemple alese ilustrează faptul că provinciile metalogenetice pot fi heterocrone și multitipice (Routhier, 1976).

În continuare prezentăm cîteva aspecte referitoare la geosinclinale, ciclul orogenic Wilson și alte ipoteze tectonice. Evident vom insista asupra acelor concepte tectonice care aduc precizări privind evoluția proceselor metalogenetice.

2.1.1. GEOSINCLINALELE ȘI METALOGENEZA

Geosinclinalul reprezintă o zonă mobilă din care, prin procese orogenetice, tectogenetice și morfogenetice, rezultă o catenă cutată (Catenă orogenică) [363]. Acceptînd o astfel de definire putem conchide că geosinclinalul ar putea cuprinde atît porțiuni constituite din crustă de tip oceanic, cît și porțiuni cu crustă continentală sau intermediară (suboceanică sau subcontinentală).

Deși, recent, legăturile dintre mineralizații și geosinclinale au fost prezentate în detaliu de puțini autori, totuși ipotezele geosinclinale au încă un număr însemnat de susținători. Ei preferă aceste ipoteze ca o alternativă la tectonica globală prin care explică asocierea corpurilor de minereu cu anumite secvențe de roci.

În America de Nord geosinclinalele au fost considerate ca formate la margine de continent [109]. Aceasta deoarece centurile cutate ale lanțurilor montane Appalași și Cordillera vestică, alcătuite în special din roci paleozoice, apar la limita continentului cu cele două oceane. Influența școlii europene este materializată în America prin recunoașterea [216] centurilor împerecheate de miogeosinclinal și eugeosinclinal. Miogeosinclinalul este alcătuit din roci carbonatice și terigene de apă puțin adîncă, în timp ce succesiunile foarte groase tectonizate de roci vulcanice și greywacke alcătuiesc eugeosinclinalele. Succesiunile de vîrstă mezozoică și terțiară ale schelfului continental și zona ridicată continentală a coastei atlantice din America de Nord reprezintă arii mio- și eugeosinclinale.

În Europa geosinclinalul alpin este încadrat între și la marginile a două continente adiacente. Aceasta întrucît lanțurile montane alpine separă Africa de Europa [9]. Tot în Europa, ortogeosinclinalul introdus de Stille [395] include atît marginea continentală cît și geosinclinalele intercontinentale. Fiecare ortogeosinclinal cuprinde un miogeosinclinal fără roci eruptive, mărginit spre ocean de un eugeosinclinal în cazul centurilor hercinice din Europa, caracterizat prin ofiolite sau roci verzi (greenstones), granitoide sin- și tardeorogenice și andezite tarde- și postorogenice.

Aubouin [9] recunoaște în dezvoltarea geosinclinalului trei stadii: eugeosinclinal, caracterizat prin roci „ofiolitice" bazice și ultrabazice, orogenic și orogenic tîrziu. Stadiul de geosinclinal tîrziu este însoțit de un vulcanism andezitic și tranchiandezitic și de intruziuni granodioritice; urmează depunerea flișului, orogeneza și sedimentarea de tip molasă. Intruziunile granitoide, ca și metamorfismul de grad înalt sînt nesemnificative în centurile alpine.

În Asia sovietică, ca și în Europa, ideile privind cadrul tectonic al geosinclinalelor au fost influențate de poziția intracontinentală a majorității lanțurilor montane în special Ural și Tian-Shan. Belousov [27],

Smirnov [380] și alții recunosc poziția intracontinentală a geosinclinalelor și susțin că crusta oceanică a rezultat prin bazificarea fundamentului continental vechi, avînd ca exemplu back-arcul nord-vest Pacific sau bazinele marginale. Contrar, Avediko [10] și Gnibidenko [159] interpretează bazinele marginale ca geosinclinale dezvoltate pe o margine de continent.

În decursul dezvoltării geosinclinalelor pînă în stadiul de centuri cutate stabile, s-au format zăcăminte minerale endo- și exogene. Aceste zăcăminte diferă de la un stadiu de evoluție la altul. Evoluția magmatismului și a metalogenezei geosinclinalelor a fost studiată în detaliu de Bilibin [48] și Smirnov [381]. Autorii menționați separă trei stadii de evoluție a geosinclinalului : timpuriu (inițial, precutare), mediu (de cutare, batholitic) și tîrziu (postcutare, postorogenic, postbatholitic). Relațiile dintre formațiunile de roci și zăcămintele tipomorfe în cele trei stadii de evoluție a geosinclinalului au fost aprofundate de Smirnov [381]. După acest autor zăcămintele de origine magmatică aparțin stadiului timpuriu de evoluție al geosinclinalelor, zăcămintele pegmatitice-pneumatolitice și pirometasomatice caracterizează stadiul mediu, iar zăcămintele hidrotermale domină stadiul tîrziu ; ultimele sînt relativ abundente în stadiul mediu și nu sînt comune stadiului timpuriu.

2.1.1.1. TIPURI DE GEOSINCLINALE ȘI METALOGENEZA ASOCIATĂ

În regiuni cutate cu mineralizații endogene, în definirea metalogenezei sînt determinante două condiții : a) intensitatea magmatismului în stadiile timpuriu și de geosinclinal propriu-zis și b) regimul tectonic în stadiul mediu de evoluție a geosinclinalului. În acord cu aceste criterii, Smirnov [381] separă patru tipuri de geosinclinale : A, B, C și D.

• Geosinclinalele de tip A se caracterizează prin concentrarea activității magmatice (efuzive și intrusive) și metalogenetice în stadiul timpuriu al geosinclinalului. Un exemplu îl constituie evoluția geosinclinalului hercinic al Uralului în care : (1) stadiul timpuriu cuprinde efuziuni submarine și zăcăminte de pirită și calcopirită de origine vulcanică, roci ultrabazice cu zăcăminte magmatice de cromite, platină și platinoide, roci bazice cu zăcăminte magmatice de ilmenit și magnetit și plagiogranite și sienite cu zăcăminte de skarne cu Fe și Cu ; (2) stadiul mediu se remarcă prin intruziuni de granite cu zăcăminte puțin importante de skarne cu Fe și hidrotermale de aur, arsenopirită și scheelit și (3) stadiul tîrziu, caracterizat prin intruziuni minore însoțite de formarea unor zăcăminte hidrotermale de Au, de importanță redusă.

• Geosinclinalele de tip B se remarcă prin activitate efusivă și mineralizații importante formate în stadiul timpuriu al geosinclinalului ; magmatitele de mică adîncime ca și mineralizațiile asociate cunoscute sînt puțin importante. Caracteristic pentru acest tip este geosinclinalul alpin al Caucazului Mic. Acestuia, în stadiile de evoluție, îi sînt tipice : (1) serii submarine groase de origine subvulcanică și mineralizații asociate de pirită, calcopirită, sfalerit, galenă și baritină de vîrstă jurasic mediu-paleogenă, inclusiv, în stadiul timpuriu. Zăcămintele de Cr, Pt și azbest ca și cele de skarne cu Fe, Cu și Co cunoscute, legate de intruziunile minore de roci ultrabazice și bazice și respectiv corpurile de plagigranite sînt de mică importanță ; (2) intruziuni granitoide de vîrstă

oligocenă și miocenă și mineralizații hidrotermale de Cu-Mo și Mo asociate, în stadiul mediu, și intruziuni mici de dacite pliocene și mineralizații de Au, Sb, Ag și As, afiliate, în stadiul tîrziu.

• Geosinclinalele de tip C se disting în stadiul timpuriu printr-o slabă activitate magmatică și metalogenetică. Intensitatea maximă a acestor activități, ca și deplasarea axei albiei geosinclinalului în timpul cutării în partea internă, ridicată, are loc în stadiul mediu de dezvoltare. Geosinclinale tipice sînt : cele hercinice Tian-Shan sud și Kazakhstan est și cel kimmerian Transbaical. Stadiile de evoluție a acestor geosinclinale se remarcă prin : (1) magmatism și metalogeneză slabă în stadiul timpuriu (Silurian-Carbonifer inferior) ; (2) batholite mari de granitoide și zăcăminte de pegmatice și greisene cu Sn în zona centrală a geosinclinalului (Munții Turkestan) și zăcăminte de skarne cu scheelit asociate intruziunilor de granitoide cu bazicitate ridicată și alcaline, în zonele sudice și nordice de la periferia geosinclinalului în stadiul mediu și (3) intruziuni mici (Paleozoic) aliniate fracturilor însoțite de corpuri de greisene și skarne și de filoane hidrotermale mineralizate cu Zn, Cu, Bi, As (arsenopirită), florit și concentrații stratiforme teletermale de Hg, Sb, Pb și Zn, în stadiul tîrziu. De notat că, intensitatea de mineralizare la geosinclinalele de tip C crește de la stadiul timpuriu la cel mediu și tîrziu.

• Geosinclinalele de tip D sînt lipsite în stadiul timpuriu de magmatism și metalogeneză. În stadiul mediu nu are loc deplasarea albiei interne în zona ridicată. Ca exemple se menționează geosinclinalele din estul îndepărtat al URSS și Munții Verkhoian. În stadiul timpuriu (Carbonifer superior-Jurasic mediu) al acestor geosinclinale zona internă se comportă ca o masă rigidă, iar periferiile sînt mobile. În perioada următoare de cutare — stadiul mediu de dezvoltare (Jurasic mediu) — au avut loc intruziuni peribatholitice de cuarț-diorite porfirice și albit-porfirice localizate în părțile periferice ale geosinclinalului Verkhoian, însoțite de mineralizații hidrotermale de aur .După aceasta a urmat întruziunea granitelor leucocrate ale complexului Kolima, de care sînt genetic legate zăcăminte de Sn, W și Mo. Stadiul ultim de consolidare a geosinclinalului Verkhoiansk (Jurasic inferior-Cretacic superior) se caracterizeaeză prin intruziuni minore situate de-a lungul faliilor din zona internă a intruziunii granitoidului de Omsukchan, cu care se asociază zăcăminte hidrotermale de Sn, W, Pb, Zn, Co și As (arsenopirită).

McCartney și Potter [277] discută schema de dezvoltare a geosinclinalului în cinci stadii : inițial, timpuriu, mediu, tîrziu și final. O astfel de schemă este aplicată la concepțiile de explorare a cordillerei canadiene. Conform acestei scheme, în evoluția geosinclinalului autorii menționați remarcă :

— în stadiul inițial, ca și în cazul modelului lui Smirnov [381], rocile ultrabazice și bazice, grupa metalelor platinice, cromitul și magnetitul titanifer sau așa-zisa grupă a elementelor bazaltofile (Fe, Mn, Va, Ti, Cr, Pt, Cu, Ni, Co) din stadiul timpuriu al geosinclinalului [380], considerate a avea o sursă subcrustală, apar în depresiuni situate la margini de platforme și în margini interne de geanticlinale ;

— stadiul mediu este caracterizat de intruziuni de diverse dimensiuni și compoziții, cu care se asociază o gamă variată de zăcăminte de tip skarne și hidrotermale de Fe, Cu, Co, Ni, W, Mo, Au, As, Pb, Zn, Ba și pirită ;

— stadiul mediu sau orogenic care cuprinde intruziuni de diorite și granodiorite-granite de care se leagă filoane de cuarț cu aur și respectiv

filoane cu Au sau scheelit. Cu granitoidele „ultraacide" și cu pegmatitele din acest stadiu se asociază zăcăminte de Sn, Mo, sulfuri de bismut, florină și respectiv Be, Ta, Nb, Cs, Pb, TR și pietre prețioase ;

— stadiul tîrziu sau postorogenic este caracterizat de intruziuni de granodiorite-cuarț monzonite și de andezit-riolite cu care genetic se afiliază zăcăminte de Cu-Mo-Au, respectiv de Sb, Hg, As (arsenopirită)±W. Metalele din grupa granofilă (Sn, W, Be, Li, Nb, Ta) caracteristice zăcămintelor din stadiile mediu și tîrziu sînt de proveniență crustală [380] ;

— stadiul final cuprinde variate tipuri de roci eruptive de la ultrabazice la acide, hipabisice și vulcanice, formate în margini de platforme active sau depresiuni continentale. În asemenea arii se cunosc zăcăminte hidrotermale de Pb, Zn, Cu, Au, Ag (Hg, Sb).

După Bilibin [47] în acest ultim stadiu se formează zăcămintele teletermale de Pb—Zn—Ba, iar după Smirnov [380] cele de sulfuri de Ni—Co, de kimberlite și carbonatite asociate platformelor continentale stabile cu trap-uri bazaltice.

2.1.1.2. ZONELE TECTONICE ALE GEOSINCLINALELOR ȘI METALOGENEZA ASOCIATĂ

Distribuția în anumite zone tectonice din cadrul geosinclinalelor a unor formațiuni sedimentare, eruptive și de minereuri specifice a fost de mult remarcată. Printre zonele tectonice care constituie provincii cutate dezvoltate în geosinclinale, Smirnov [381] distinge ; o zonă internă ; zone periferice ; șanțuri (trench-uri) geosinclinale ; masive centrale ; rama geosinclinală ; foredeep-uri ; falii, etc.

a) Zona internă este caracterizată în stadiul timpuriu de formare de o albie foarte adîncă, alcătuită din depozite cu grosimi impresionante în facies terigen fin granular și terigen-vulcanogen de compoziție silicatată. Magmatismul și metalogeneza sînt foarte bine reprezentate. Intruziunile granitoide din faza principală de cutare ocupă zona axială ridicată ; zăcăminte pegmatitice, de albitite, greisene și hidrotermale de cuarț, genetic asociate cu aceste granite, cuprind minereuri de Sn, W, Ta, Be, Li, TR (Mo, Bi, As — arsenopirită).

b) Zonele periferice cuprind serii geosinclinale mai puțin groase, alcătuite din depozite sedimentare terigene grosiere cu alternanțe de roci carbonatice și de origine vulcanică. Marile intruziuni batholitice de granitoide (moderat acide) ale stadiului mediu și intruziunile mici ale ultimului stadiu sînt situate în aceste zone. Zăcămintele formate sînt de skarne cu scheelit și hidrotermale de Cu, No, Au, Pb, Zn.

c) Șanțurile (trenches) geosinclinale sînt adînciturî înguste longitudinale sau albii pe fundurile oceanelor. Magmatitele caracteristice dezvoltate în stadiul timpuriu al geosinclinalului sînt vulcanite spilitkeratofire și intruziunii de plagiogranite-sienite ; zăcăminte de pirită și calcopirită și de skarne cu Fe și Cu (Co) se asociază cu vulcanitele și respectiv cu intruziunile menționate.

d) Masivele centrale sînt blocuri de roci vechi în interiorul zonelor interne ale provinciilor cutate. Magmatitele recunoscute sînt granitele leucocratice cu care se asociază mineralizațiile de TR ale zăcămintelor de pegmatite și albitit-greisene. Exemple de masive centrale mari sînt Burein și Kolima în URSS și Platoul Colorado în SUA.

e) Rama geosinclinală cuprinde depozite formate anterior și în timpul dezvoltării geosinclinalului. Magmatismul și metalogeneza depind de gradul de tectonizare și regenerare magmatică a sectoarelor marginale în diferitele stadii de dezvoltare a geosinclinalului. În acord cu intensitatea manifestărilor magmatice și metalogenetice patru tipuri de cadre geosinclinale regenerate sînt recunoscute [381] : intens regenerate cu magmatism și mineralizații în toate stadiile ; slab regenerate cu manifestări magmatice și metalogenetice într-un stadiu, de regulă, mediu sau tîrziu ; slab regenerate cu semne de mineralizații telemagmatice în ultimul stadiu și fără manifestări magmatice și zăcăminte endogene.

f) Foredeep-urile cuprind zăcăminte endogene ; ele sînt tipice pentru zăcăminte de petrol, gaze, sare, săruri de potasiu, acumulări sedimentare de infiltrare de U, V și Cu.

g) Faliile marginale adînci sînt zone care delimitează cadrele tectonice ale geosinclinalelor (zone interne, masive centrale etc.). Intruziuni de roci și zăcămintele asociate acestora, toate aliniate fracturilor adînci, apar în stadiile timpuriu și tîrziu de dezvoltare a geosinclinalului. Zăcăminte caracteristice sînt magmatice de cromite, de titanomagnetite și de platinoide (asociate cu roci bazice-ultrabazice ale stadiului timpuriu) și hidrotermale de sulfuri legate de micile intruziuni apărute în stadiul tîrziu al geosinclinalului.

2.1.2. TECTONICA PLĂCILOR ȘI METALOGENEZA

Numeroase date referitoare la faptul că fundurile oceanice s-au format în ridge-urile medio-oceanice [183, 118, 446] și că acestea, ca și anomaliile magnetice, sînt în continuă expansiune [427], au reprezentat suportul apariției ipotezei plăcilor [448]. Wilson este de fapt cel ce recunoaște că orogenele lanțurilor montane vechi reprezintă oceane închise și că litosfera oceanică este divizată de falii transformante în numeroase blocuri. În lungul acestor falii are loc transformarea mișcării de creare a fundului oceanic din dorsalele medio-oceanice într-o mișcare de consumare a acestuia în zonele de subducție ; vulcanismul arcurilor insulare, al dorsalelor; alunecarea de-a lungul faliilor transformante a unor blocuri rigide peste altele și coliziunea continent-continent sau arc-continent se asociază cu aceste mișcări. O consecință a acestui fapt o reprezintă numeroasele încercări de explicare a secvențelor sedimentare groase și a rocilor vulcanice, anterior intrepretate în termenii geosinclinalelor ca produse asociate zonelor de limită a plăcilor [114]. Marginile unei plăci pot fi divergente, în cazul crestelor oceanice unde au loc regenerări de plăci și formări de crustă oceanică, și convergente cu consum de placă, în cazul zonelor de subducție. Cele patru tipuri de limită a plăcilor recunoscute, și anume rift, fund oceanic subdus, coliziune și transformare (transform), sînt divizate în alte subtipuri, dependente atît de natura continentală sau oceanică a plăcilor învecinate, cît și de interacțiunea blocului subdus.

Prezența rifturilor este vizibil atestată în condițiile oceanelor. În interiorul continentului sînt multe arii asociate în trecut proceselor de riftogeneză. Unele dintre acestea sînt ușor identificabile ca rifturi, altele însă au suferit orogeneze ulterioare, cel puțin parțial, datorită revoluțiilor complete ale ciclului Wilson [78] ; ele pot fi recunoscute printr-o atentă prelucrare a datelor. Formate în sistem de expansiune, caracterele rifturi-

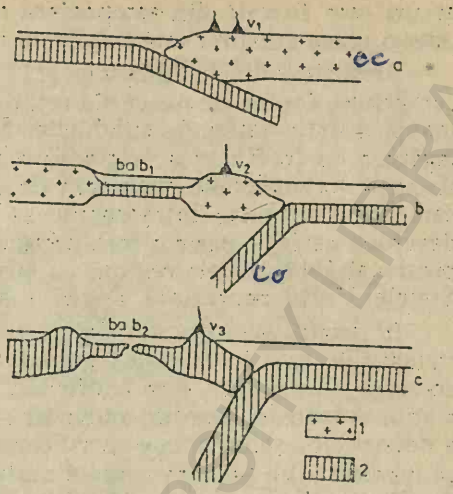

Fig. 2.1. Principalele tipuri de subducție [363]:
a — modelul chilian; b — modelul japonez cu bazin marginal pasiv; c — modelul Mariane cu bazin marginal activ; 1 — crustă continentală; 2 — crustă oceanică.

lor sînt puternic influențate de ratele de expansiune; în dorsalele cu expansiune înceată comparativ cu cele întîlnite în dorsalele cu expansiune rapidă (fast-spreading ridges) rifturile axiale sînt bine dezvoltate și au o mare diversitate structurală și petrochimică. Un posibil rift axial a putut fi segmentul Gemeric al riftogenezei paleozoice din Carpații de Vest, descris de Grecula [165] ca o parte din regiunea riftului Paleothetisului.

Zonele de subducție se realizează în una din următoarele trei condiții [422, 363, 361]: sub arcuri continentale — model chilian (fig. 2.1a), sub arcuri insulare — model japonez, (fig. 2.1b) și sub arcuri insulare — model Mariane (fig. 2.1c). În ultimul caz subducția se face între plăci oceanice, iar back-arcul rezultat este activ; la modelul japonez subducția se realizează între plăci constituite din crusta oceanică și continentală, iar back-arcul este pasiv.

Marginile continentale privite sub raporturile contactului dintre litosfera oceanică și continentală pot fi active, de tip circumpacific, și pasive, de tip atlantic. Primul caz se întîlnește la limita dintre plăci convergente cînd litosfera oceanică este subdusă sub cea continentală (fig. 2.1a), în timp ce în al doilea caz asistăm la o trecere de la litosfera oceanică la cea continentală. De reținut că marginile continentale active sînt sediul activității magmatice din zonele de subducție (plane Benioff). Magmatitele generate au caracter calco-alcalin, sursa lor este placa sub care are loc subducția. Marginile continentale pasive sînt lipsite de magmatism. Ele pot prezenta treceri simple sau complexe de la litosfera de tip oceanic la cea continentală. Trecerile complexe sînt marcate de prezența rifturilor intercontinentale și de margini cu litosferă subțiată. De la crustele continentale la cele oceanice trecerile se fac prin cruste subcontinentale și suboceanice [363].

De subliniat că stilul de subducție poate varia în funcție de rată, unghiul căderii, maturitatea termică a plăcii, vectorii acesteia și de stres [113]. Toate acestea influențează intensitatea cutremurelor, a proceselor magmatice și tectonice, ca și rata de sedimentare în toate fazele de dezvoltare a arcurilor magmatice.

În condițiile convergenței plăcilor, din procese de subducție se formează arcurile magmatice. Cantitatea de material care constituie aceste

arcuri este fluxată din astenosfera situată deasupra plăcii subduse [361] ; uneori placa subdusă este implicată într-un astfel de proces.

Arcurile definite de Dewey [113], și anume, de extensie, neutre sau de compresie, depind de mișcările relative ale plăcii subduse și de răsturnarea înapoi a articulației de subducție. Segmentările arcurilor sînt în directă legătură cu fracturarea originară a plăcii subduse, moștenită de la ridge. Arcurile extensionale evoluează de la un stadiu neutru la un stadiu prin care arcul originar intraoceanic se sudează la o margine de continent, devenind astfel o parte a fore-arcului din arcul marginal continental compresional [113]. Unele regiuni cu structuri alohtone din Alaska, Canada și Statele Unite reprezintă arcuri marginale continentale de compresie.

În arcuri evoluția diferită a proceselor magmatice, sedimentare și structurale este în directă legătură cu variațiile modului de dezvoltare a acestora ; acest fapt este confirmat de prezența în arcurile extensionale a unui vulcanism bazaltic-andezitic și al rocilor plutonice echivalente, ca și a depozitelor sedimentare și vulcano-sedimentare cu grosimi reduse, care prin compoziție reflectă o sursă mafică, în timp ce vulcanitele seriei andezit-dacit-riolit, rocile granodioritice-dioritice asociate și sedimentele groase cu caracter felsic caracterizează arcurile compresionale. Un exemplu de arc compresional este sistemul de arc Andin din Peru și Chile [361].

Sillitoe [378] împarte arcurile compresionale în arcuri principale și interarcuri ; primele arată un magmatism vulcano-plutonic cu distribuție liniară, în timp ce ultimele se caracterizează prin activitate vulcanică restrînsă și mici corpuri intruzive cu grad pronunțat de dispersie. Toate acestea au o importanță deosebită în recunoașterea metalogenezei arcurilor.

Începînd cu anul 1970 (Sillitoe) apar primele încercări de explicare a distribuției zăcămintelor în acord cu ipoteza tectonicii plăcilor. Între 1971—1972 numărul articolelor apărute nu este mare [171, 281, 360, 373] ; ele cresc însă după această perioadă [172, 282, 375, 191, 140, 432, 283, 88, 361, 31].

Este important de menționat faptul că primele studii, cu unele excepții, abordau în special zăcămintele porphyry copper din arcuri magmatice de vîrstă terțiară afiliate zonelor de subducție din Anzi și Cordillieri. Acestea au fost urmate de cele referitoare la mineralizațiile de sulfuri masive de tip Kuroko asociate magmatismului acid de vîrstă terțiară din arcul magmatic japonez [360] și la minereurile de tip Cipru afiliate vulcanismului bazaltic submarin (Sillitoe, 1972 b). Ulterior însă conceptele tectonicii globale se impun în metalogeneză. În consecință, numeroasele zăcăminte sin- și epigenetice descoperite, ca și cele cunoscute sînt reinterpretate în termenii tectonicii plăcilor. Dintre numeroasele lucrări apărute, prin complexitatea problemelor de metalogenie globală abordate, cele realizate de Mitchell și Garson [282, 283] și Sawkins [361] atrag atenția în mod deosebit.

In lucrarea din 1976, Mitchell și Garson [282] arată importanța cadrului tectonic în metalogeneză (fig. 2.2) subliniind că : punctele fierbinți intracontinentale cuprind mineralizații de Sn, F și Nb (fig. 2.2a), în timp ce rifturile avortate (aulacogene) se caracterizează prin concentrații de Pb—Zn—Ag (tip Sullivan) și de Nb, P, Cs, TR, Ba, F (carbonatite) (fig. 2.2b) ; rifturile intracontinentale pot conține zăcăminte de Mn, de nămoluri și sărături bogate în metale (tip Marea Roșie), de evaporite și de Pb—Zn—Ba (tip Mississippi) (fig. 2.2.c) ; cordillerele oceanice și arcurile de tip Hawaii prezintă zăcăminte de Cu—Fe (tip Cipru) (fig. 2.2d), iar centurile magmatice de tip Andin cuprind zăcăminte de Cu, Mo (tip porphyry),

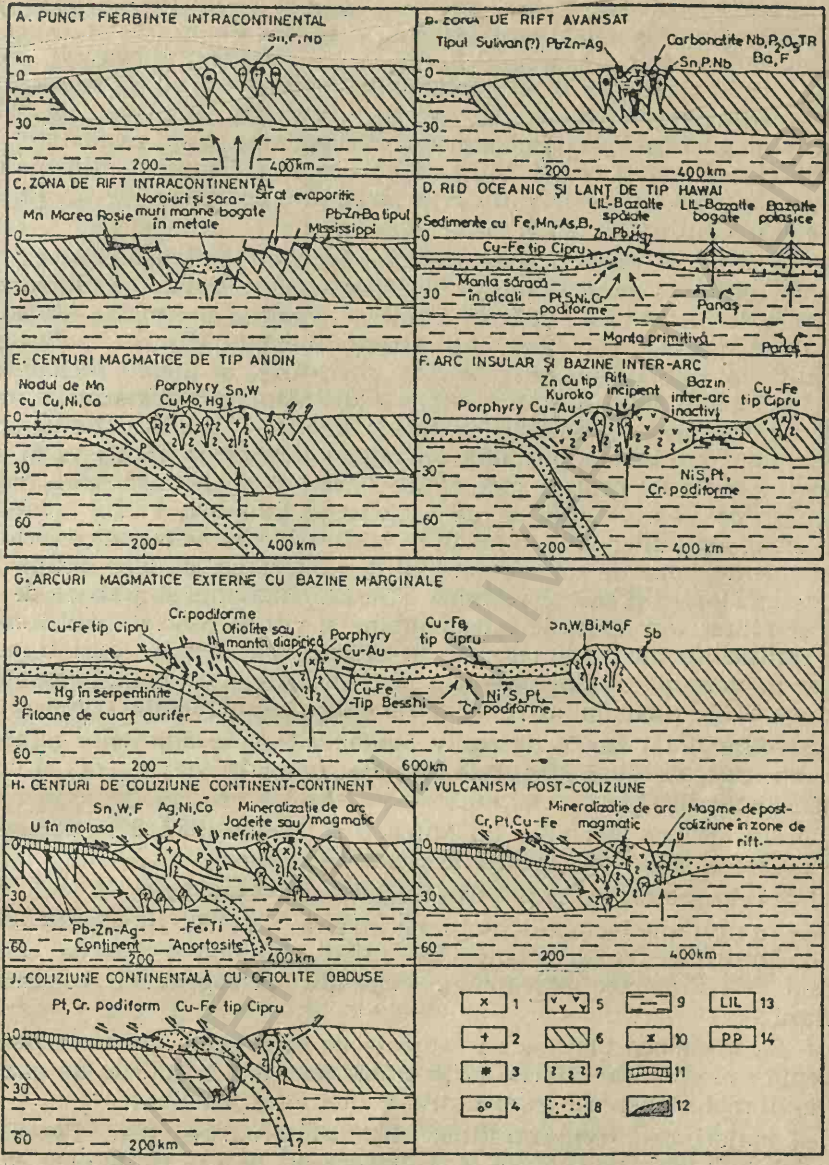

Fig. 2.2. Secțiuni prin diferite cadre tectonice și metalogeneza asociată [282] (cu modificări):

1 — granodiorite-tonalite; 2 — granite alcaline-granite; 3 — roci alcaline nesaturate; 4 — carbonatite; 5 — roci vulcanice; 6 — crustă continentală; 7 — metamorfism de temperatură înaltă; 8 — crustă oceanică; 9 — manta superioară; 10 — anortozite; 11 — calcare; 12 — sedimente de fliș/molasă; 13 — ioni mari de elemente litofile; 14 — metamorfite de presiune înaltă.

de Sn, W și Ni—Cu (noduli) (fig. 2.2e) ; arcurile insulare și bazinele inter-arc se remarcă prin zăcăminte de Cu—Au (tip porphyry), de Pb—Zn—Cu (Au—Ag) (tip Kuroko), de Cu—Fe (tip Cipru) și de Ni, Pt, Cr (podiforme) (fig. 2.2f) ; arcurile magmatice externe în bazine marginale atrag atenția prin zăcăminte de Cu—Fe (tip Cipru), de Cu—Au (tip porphyry), de Sn, W, Bi, Mo, F și Sb (fig. 2.2g) ; coliziunile continet-continent se caracterizează prin acumulări de W, F, Ag, Ni, Co, pietre prețioase (fig. 2.2h) ; arcurile magmatice cu vulcanism postcoliziune sînt gazda zăcămintelor de Cr, Pt, Cu—Fe și U (fig. 2.2i) și că zonele de coliziuni continentale cu ofiolite obduse se caracterizează prin zăcăminte podiforme de Cr, Pt și de Cu—Fe (tip Cipru) (fig. 2.2j).

Mitchell și Garson [283] realizează o descriere exhaustivă a zăcămintelor de substanțe minerale utile. În departajarea acestora se utilizează în special criteriul tectonic, în baza căruia se prezintă zăcăminte formate în mediu continental (zonele fierbinți intracontinentale, rifturi și aulacogene, margini continentale pasive și bazine interioare), în mediu oceanic (ridge-uri și bazine, falii transformante, șanțuri montane submarine și arcuri insulare), în zone de subducție (șanțuri submarine și arcuri externe, arcuri magmatice continentale, insulare oceanice vulcanice și arcuri vechi, albii de arcuri externe, centuri magmatice back-arc și de încălecare, bazine cratonice de compresiune și de extensiune back-arc, bazine marginale back-arc și albii inter-arc), în medii de coliziune (bazine oceanice reziduale și remanente, zone de sutură, margini de hinterland, de bloc extins, centuri de încălecare și bazine vorland, albii intramontane și grabene de vorland și hinterland, grabene intramontane și rifturi asociate coliziunii) și falii transformante și aliniamente în crusta continentală (falii transformante în margini continentale și arcuri insulare, falii transformante de extensie ridge-ridge în margini continentale, aliniamente continentale).

Sawkins [361] face o descriere amănunțită a zăcămintelor minerale. Ele sînt împărțite după modul de formare : zone de convergență și divergență a blocurilor.

Detalii asupra lucrărilor lui Mitchell și Garson [282, 283] și Sawkins vom prezenta în capitolul „Clasificarea zăcămintelor".

Din cele prezentate se pot trage următoarele concluzii :

— în unitățile tectono-structurale majore — plăcile litosferice, corpurile de minereu sînt distribuite în unități metalogenetice de diferite mărimi ; ele urmăresc îndeaproape unitățile petrogenetice cu care se asociază ;

— la marginea plăcilor cu contacte de divergență, contacte de convergență sau contacte diferite (falii transformante), corpurile de minereu sînt mult mai numeroase comparativ cu interiorul plăcilor ;

— majoritatea concentrațiilor lichid-magmatice (Cr, Fe—Ti—V, Ni—Cu), hidrotermale (filoane și stockwork-uri de Cu, pirită etc.), vulcanogene de Cu—Fe tip Cipru și de oxizi de Fe și Mn sînt specifice regiunilor de expansiune din oceane și bazine marginale ; ele sînt genetic și spațial afiliate cu magmatite tholeiitice și cu sedimente din partea superioară a acestora. Asemenea mineralizații pot apărea și în poziție alohtonă, pe marginea plăcilor cu contacte de convergență ;

— concentrațiile metalifere pegmatitice, pirometasomatice și hidrotermale, uneori și unele vulcanogene stratiforme, sînt caracteristice ariilor de comprimare a litosferei, genetic asociate cu magmatite calco-alcaline

(granite, granodiorite, diorite, monzonite și andezite-dacit-riolite) provenite din consolidarea magmelor generate în zonele de subducție de tip andin. În asemenea zone produsele metalogenezei sînt extrem de variate : Cu (Mo, Au) tip porphyry, Au—Ag și Pb—Zn—Cu (Au—Ag) filoane, stockwork-uri și corpuri de substituție și impregnare cu Au în roci carbonatice (tip Carlin, Nevada) ;

— în arcurile magmatice interne predomină concentrațiile pirometasomatice și hidrotermale de Sn, tip porphyry de W, Pb, Zn, Cu ;

— arcurile externe cu granitoide de tip „S" cuprind, de regulă, mineralizații de Sn ;

— metalogeneza arcurilor magmatice este extrem de variată. Ea cuprinde : concentrații lichid-magmatice, hidrotermale și vulcanogene de sulfuri de Cu—Zn (tip Gjervinsk) asociate genetic cu magmatite bazice (tholeiite), în arcuri imature ; concentrații vulcanogene de sulfuri masive (Zn—Pb—Cu) stratiforme (tip Kuroko), asociate cu magmatite acide calco-alcaline, în stadiu de arc matur ; concentrații de Cu tip porphyry situate în relații genetice cu magmatite de regulă dioritice, calco-alcaline, ca și alte mineralizații pirometasomatice și hidrotermale (Pb—Zn, Fe, B, Mo—Bi, Cu—Mo—Bi, W) situate în asociația granit-granodiorit sau granodiorit-diorit, monzodiorit, ca și cele hidrotermale (Cu—Au tip porphyry), de Au—Ag și Pb—Zn—Cu (Au—Ag), Hg, Sb, etc., (filoane, stockwork-uri, etc.) din asociațiile andezitice-(dioritice) de vîrstă mezozoică și terțiară aparțin arcurilor magmatice ;

— zonele de coliziune cu granitoide de tip „S" cuprind concentrații de Sn—W și U ;

— ariile cu falii transformante găzduiesc concentrații de Cu—Ni în ultrabazite și de Ti în gabbrouri ;

— magmatismul anorogenic al zonelor fierbinți din interiorul continentelor cuprinde concentrații lichid-magmatice și hidrotermale de Fe—Ti, Ni—Cu, Pt, Cr din intruziuni gabbro-peridotitice stratiforme, carbonatite cu P, Ti, TR, etc., în complexele alcaline și concentrații de Sn asociate cu granitoide anorogene ;

— rifturile intracontinentale cuprind mineralizații stratiforme de Pb—Zn—Ba tip Mississippi, concentrații de Cu în gresii și corpuri de sulfuri masive în asociație cu vulcanite ;

— fracturile de la periferia rifturilor controlează apariții de carbonatite cu Nb, TR, U, Th, Zr, Cu, P, etc., concentrații de Cu și de Cu—Mo tip porphyry ca și de kimberlite cu diamante.

2.1.2.1. CICLUL WILSON ȘI METALOGENEZA

Wilson [448] remarcă faptul că bazinele oceanice urmează un ciclu care are o deosebită importanță în orogeneză și tectonică ; constatarea este valabilă în cazul acceptării în evoluția Pămîntului a riftului continental de durată mai lungă. Ciclul menționat, denumit Wilson, cuprinde [283] cinci stadii : 1) stadiul cu magmatism de zone fierbinți și de rift intracontinental ; 2) stadiul de expansiune a fundului oceanic ; 3) stadiul de subducție a fundului oceanic și expansiune a back-arcului ; 4) stadiul de coliziune continent-continent și continent-arc și 5) stadiul de rift post-coliziune și de ciclu orogenic (fig. 2.3). Aceste stadii pot fi grupate în două perioade distincte : perioada de expansiune, care corespunde primelor două stadii, și perioada de compresiune în care se includ stadiile trei și patru ; ultimul

stadiu reprezintă perioada embrionară, de formare a unui nou ciclu. Comparativ cu ultimul stadiu, procesele metalogenetice la celelalte stadii au fost deosebit de reprezentative.

În continuare vom enumera principalele tipuri de mineralizații asociate stadiilor ciclului Wilson.

1. Stadiul cu magmatism de punct fierbinte (fig. 2.3A) și de rift intracontinental (fig. 2.3B) este însoțit de formarea unei cruste subțiate, iar magmatismul asociat are tendințe alcaline și peralcaline. Mineralizațiile formate îmbracă aspecte particulare ale magmatismului asociat : minereuri de Cr—Ni—Pt—Cu în relație cu intruziuni de roci ultrabazice-bazice, concentrații de apatite, piroclor, TR, stronțianit, Cu, U și baddeleyit în carbonatite legate de complexe intrusive alcaline și acumulări de Mo în granite alcaline. Sedimentele terigene continentale cuprind zăcăminte de U în gresii, iar cele lacustre cuprind concentrații de săruri de Na și K, de magnezit și fosfați. Tot în acest stadiu s-au format zăcămintele de Au—U (Proterozoic) ca și unele de Pb—Zn, florină și U de tip filonian. Modelul actual pentru acest stadiu este rift valley-ul din estul Africii.

2. Stadiul de expansiune a fundului oceanic (fig. 2.3C) se caracterizează prin prezența crustei oceanice, deplasarea acesteia împreună cu cea continentală subțiată spre continente. Magmatismul are caracter bazic și ultrabazic. Metalogeneza asociată acestui stadiu cuprinde : nămoluri și sărături bogate în metale situate în părțile axiale ale rifturilor și în jurul zonelor cu activitate hidrotermală ; zăcăminte de Fe—Mn ; mineralizații stratiforme de Ba și sulfuri acumulate pe sau în zonele adiacente faliilor transformante oceanice ridge-ridge ; noduli manganoși cu conținuturi de Cu, Ni și Co în sedimentele flancurilor ridge-urilor, în bazine oceanice și pe zonele topografic ridicate ; zăcăminte podiforme de cromite în dunite și de Ni, Fe, Ti, Au și Pt asociate cu roci bazice și ultrabazice ; sărături mineralizate și evaporite în marginile pasive ; acumulări de fosforite în zonele de shelf și de șisturi negre bogate în metale, formate în condiții de ape adînci ; zăcăminte aluvionare de Ti și diamante concentrate în zone de țărm și de plaje ; zăcăminte de Pb—Zn și Ba—F în roci carbonatice asociate secvențelor de shelf adînc coborîte ; formațiuni de fier (proterozoice) în zonele de shelf continental și acumulări de roci cu fier tip minette ; zăcăminte de sulfuri tip Besshi în punctele fierbinți asociate vulcanismului. De-a lungul faliilor transformante oceanice ridge-ridge formate la începutul expansiunii, extinse în zonele de continent, apar zăcăminte de kimberlite diamantifere, de carbonatite și probabil de Cu, Ni, Ti, Au și Pt asociate cu intruziuni de roci bazice și ultrabazice. Modelul actual al acestui stadiu ar putea fi Oceanul Atlantic, Oceanul Pacific și Oceanul Indian.

3. Stadiul de subducție a fundului oceanic și de expansiune a backarcului corespunde cu perioadele de formare a sistemelor de arcuri vestice (west-facing arc systems), a arcurilor externe și a sistemelor de arcuri estice (east-facing arc systems). Prin subducția spre est a fundului oceanic sub continentul mișcat spre vest (α_2 fig. 2.3 D) după un plan de afundare puțin adînc al zonei Benioff se formează sub presiune laterală un sistem de arc marginal continental [283]. Într-un astfel de sistem de arc magmatitele formate au caracter calco-alcalin și compoziție intermediar-acidă. Cu plutonii granodioritici formați se asociază zăcăminte de Cu—Mo tip porphyry ; mai puțin comune și importante sînt acumulările de Sn și W, de magnetit-hematit-apatit asociate cu curgeri de lave și probabil zăcămintele de Sb—W—Hg de tip stratabound. De asemenea în arcurile

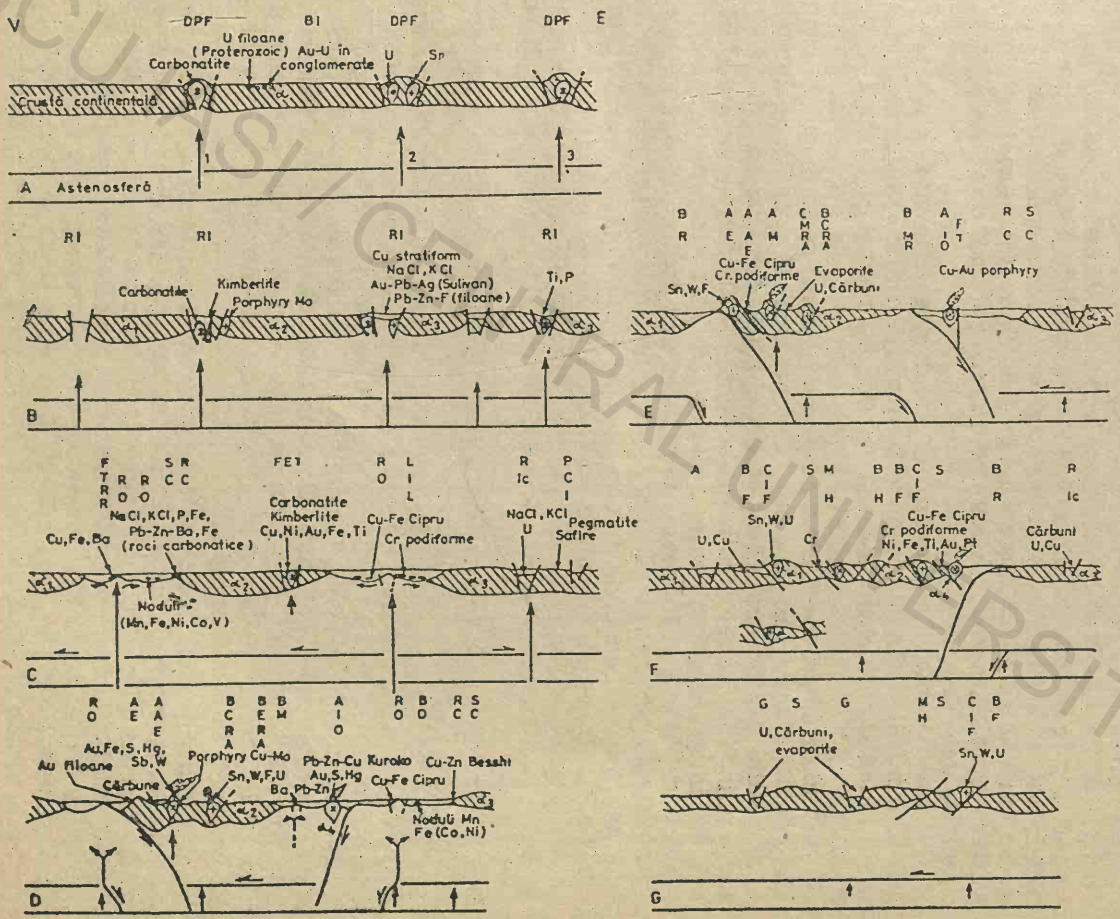

Fig. 2.3. Metalogeneza în ciclul orogenic Wilson [283] (cu completări și modificări) : A — aulacogen ; B — rift intracontinental ; C — expansiune ; D — subducție ; E — falii transformante ; F, G — coliziune ; BCRA — bazine de compresie retro-arc ; BERA — bazine de extensie retro-arc ; CMRA — centură magmatică retro-arc ; RC — rise continental ; SC — shelf continental ; BF — bazin vorland ; RIc — ritf incipient ; CIF — centură de încălecare vorland ; G — albii și grabene ; BMR — bazin marginal ; BH — bazin hinterland ; DPF — dom fierbinte ; MH — margini hinterland ; BI — bazin intracontinental ; RI — rift intracontinental ; LIL — lanț insular liniar ; AM — arc magmatic ; BM — bazin marginal ; AE — arc extern ; AAE — albie de arc extern ; AIO — arc insular oceanic ; RO — rise oceanic ; PCI — urma panașului continental ; BR — bazin remanent ; FTRR — falie transformantă ridge-ridge ; S — zonă de sutură ; FET — falie de extensie transformantă ; FT — falie transformantă. Simboluri pentru roci plutonice : × alcaline ; ● carbonatite ; + granite prealuminoase sau leucogranite ; × granodiorite-diorite calc-alcaline.

magmatice continentale și oceanice se află zăcăminte de Hg, S și Au. Interiorul arcurilor vulcanice vestice formează un back-arc de împingere (back-arc thrust) și o centură magmatică cu granite anatectice. Împrejurimile cupolelor granitice sau intruziunile subvulcanice găzduiesc zăcăminte de Sn și alte metale. Uneori bazinele back-arc — posibil echivalente cu eugeosinclinalele autorilor americani — cuprind zăcăminte de U, de evaporite și de cărbuni ; uraniul provine probabil din granitoidele centurii magmatice.

Procesele de subducție conduc la formarea pe fundul oceanic a unor evantaie submarine sedimentare provenite de pe continent determinate, probabil, de diacronismul coliziunii continentului α 1 cu α 2, spre nord din sud (fig. 2.3). În acest caz sedimentele apărute tectonic deasupra zonei de subducție formează un arc extern (fig. 2.3). El poate conține : filoane de cuarț-aur în șisturi slab metamorfozate, zăcăminte de Cu—Fe tip Cipru asociate rocilor ofiolitice — segmente estice ale crustei oceanice din șanț sau roci alipite tectonic pe blocul invadat, zăcăminte podiforme de cromit, mai rar noduli de Mn, concentrații de azbest, talc și magnezit formate subsecvent în roci ultrabazice și zăcăminte de Sn și Cu asociate plutonilor granitici. Părțile interne ale arcurilor externe pot conține aur aluvionar și zăcăminte de cărbuni.

Fundul oceanic, arcul extern și arcul magmatic se echivalează cu eugeosinclinalul stadiului orogenic timpuriu din modelul Auboin [9], cu un hinterland continental la est și un miogeosinclinal și vorland la vest (fig. 2.3).

Sistemele de arc estic (east-facing arc systems) se formează în condițiile subducției spre vest de-a lungul zonei Benioff puternic înclinate, a continentului α 2 deplasat către vest (fig. 2.3D). Ele apar în arii de stres tensional în și în spatele arcului vulcanic marginal continental inițial. Riftogeneza între arc și continentul deplasat spre vest este urmată de expansiunea back-arcului și formarea unui bazin marginal cu zăcăminte tipice crustei oceanice și mantalei superioare. Flancurile marginale estice ale arcurilor insulare vulcanice uneori cu fragmente de crustă continentală (α 4, fig. 2.3D) conțin zăcăminte stratiforme de Pb—Zn—Cu(Au—Ag) tip Kuroko, formate submarin, de origine exhalativ-hidrotermală asociate vulcanismului acid riolitic. Asemenea zăcăminte domină episoadele de riftogeneză din interiorul arcurilor vulcanice. Alte zăcăminte cunoscute sînt de S, Hg în roci bazaltice asociate cu riolite și de aur și sulfuri epigenetice în intruziuni dioritice și andezitice.

Metalogeneza sistemelor de arc estic nu este suficient de bine studiată ; ea a generat probabil mineralizații de Au—Ag, de Mo tip porphyry și de sulfuri masive. Faliile transformante legate de subducție (fig. 2.3E). pot fi responsabile de unele mineralizații de stibină în gangă de calcit și cuarț în serpentinite (Mitchell, Garson, 1981). Schimbările ulterioare în mișcarea plăcii, însoțite de subducția spre est a bazinului marginal, pot conduce la formarea unor mineralizații de Cu—Au tip porphyry și de Au-porphyry în arcuri marginale.

4. Stadiul de coliziune continent-continent și continent-arc corespunde stadiului orogenic tîrziu al modelului Auboin [9]. Coliziunea este determinată de conitnuarea spre est a subducției sub arcul oceanic α 4 și închiderea bazinului remanent la vest, determinat de coliziunea arcului cu continentul α 2 (fig. 2.3 E, F). Coliziunea este însoțită de încălecarea rocilor ofiolitice tectonic alipite vorlandului ; zona de sutură ofiolitică creată cuprinde mineralizații caracteristice iar intruziunile granitice anatectice (va-

loare mare a raportului Sr^{87}/Sr^{86}) cuprind acumulări de Sn, W și U, subordonat Ag—Ni și arseniuri de Co ; secvențele de roci din partea vestică a centurii vorlandului de încălecare, a bazinului vorland sau a eugeosinclinalului pot cuprinde zăcăminte de Cu de tip stratabound și mineralizații de U—V—Cu de tip stratabound în gresii, sursa lor putînd fi rocile granitice.

Prin continuarea subducției spre est, sub continentul α 2 are loc închiderea la vest a bazinului remanent și coliziunea cu vorlandul continental α 1.

Zona de sutură cu roci ofiolitice obduse din arcul extern (α 2) poate conține jadeite iar în marmorele și pegmatitele marginilor vestice ale ramei arcurilor vulcanice continentale au loc concentrări de pietre prețioase.

Locurile ferite de sîn- și postcoliziune ale arcului vulcanic marginal pot cuprinde atît sărături mineralizate provenite din arcul extern, cît și zăcăminte de Pb—Zn situate în rocile carbonatice ale celor mai adînci sedimente din șelful continental.

Prin coliziunea continentului α 2 cu α 4 se formează o centură de încălecare vorland și un bazin vorland sprijinit pe continentul α 1 ; acesta din urmă, anterior extins spre est către ocean, se fragmentează în zona de șelf continental și de rift. Zăcămintele formate într-un astfel de cadru tectonic sînt de Pb—Zn în roci carbonatice, de Fe, de Cu, tip stratabound și probabil de fosforite și evaporite.

Continuarea procesului de coliziune determină : apariția unui bazin hinterland în locul bazinului de compresiune back-arc de pe continentul α 2 ; menținerea proceselor de încălecare ; riftul slab de pe continentul α 1 care convențional extins spre ocean către est, devine o centură de coliziune, un aulacogen ; aparțin unei zone noi Benioff ca urmare a convergenței arcului oceanic α 4 cu continentul α 2 ; posibila coliziune a continentelor α 2 și α 3 și formarea vorlandului de încălecare în continentul α 3 (fig. 2.3B). Procesul amintit conduce în final la apariția unui singur continent. În acest caz grabenele apărute în bazinele vorland și hinterland corespund cu stadiul de postgeosinclinal [9], respectiv cu perioada de încetare a coliziunii.

În grabenele postcoliziune se cunosc concentrații de U în gresii și roci vulcanice și de evaporite și cărbuni în depozite lacustre-continentale.

5. Stadiul riftului postcoliziune și ciclului orogenic reprezintă de fapt începutul unui nou ciclu orogenic determinat de formarea riftului în centurile de coliziune și în consecință penetrarea litosferei de panași ai mantalei și apariția unui magmatism în punctele fierbinți create.

Rezultatul ciclului Wilson de deschidere și închidere a oceanului este coliziunea continentală. După Burke et al. [78] toate centurile orogenice vechi pot fi interpretate în termenii acestor stadii (perioade). De asemenea se presupune că toate stadiile orogenice sînt precedate de un stadiu de rift. De menționat că chiar riftul incipiente tind să sufere o inversiune de la regim de extensie la regim de compresie.

2.1.3. ALTE IPOTEZE TECTONICE ȘI METALOGENEZA

Dintre numeroasele ipoteze și concepte tectonice emise, altele decît cele la care ne-am referit, menționăm : centura orogenică de tip pacific [272], conceput unduirii (undation) [28], ciclurile orogenice sincrone [440],

conceptul periodicității formării minereurilor [382], modelul tectonosferic [403] și megazonele [120].

Centura orogenică de tip pacific este definită de Matsuda și Uyeda [272] ca reprezentînd o pereche de centuri paralele : una internă alcătuită din roci granitice-dioritice și metamorfite de presiune scăzută — temperatură înaltă și alta externă cu roci flișoide și metamorfite de presiune înaltă-temperatură joasă. Cele două centuri sînt puse pe seama planului de înclinare al subducției fundului oceanice. Autorii menționați susțin că geosinclinalele din Europa și America de Nord au rezultat ca urmare a unor subducții verticale, fără să încerce să explice în acest context tectonic formarea mineralizațiilor și apatenența lor la provincii metalogenetice.

Conceptul unduirii (undation) al lui van Bemmelen [28] are în vedere procesele de bazificare a crustei. Ca și ipoteza precedentă, în acest concept nu sînt abordate procesele metalogenetice.

Ciclurile sincrone orogenice recunoscute ale Walker [440], opt în Precambrian și două în Fanerozoic, sînt implicate în controlul metalogenezei. Ele sînt determinate de expansiunea fundului oceanic, iar stadiile lor de evoluție sînt similare modelului de geosinclinal al lui Bilibin [49]. De notat că intervalele intercicluri corespund cu depunerea minereurilor sedimentare, a nichelului și cromitului.

În toată istoria formării scoarței pămîntului Smirnov [382] distinge unsprezece etape de formare a zăcămintelor de minereuri endogene (fig. 2.4) : groenlandiană, kolschiană, belomorschiană, careliană, gotschiană, grenvilschiană, baicaliană, caledoniană, hercinică, kimmerică și alpină.

a. Etapa groenlandiană (5 000—3 800 mil. ani) — cea mai veche perioadă din istoria geologică — este lipsită de geosinclinale, de platforme și de granite.

b. Etapa kolschiană (saamskiană, transvaaliană, 3800—2800 mil. ani) corespunde cu perioada nucleară și începutul formării celor mai vechi zăcăminte endogene de minereuri, de regulă profund metamorfozate. Aceste zăcăminte sînt atribuite la două grupe : bazaltoide și granitoide. Primele sînt de adîncime și cuprind : zăcăminte magmatice modeste de cromit din anortozite (Groenlanda, Africa de Sud, India, etc., cca 3500 mil. ani) ; cele mai mari și mai vechi zăcăminte magmatice de Cu—Ni (Chembald, Australia, Moncetundra, peninsula Kola, cca 3000 mil. an, Zimbabwe, cca 3400 mil. ani) ; cele mai vechi zăcăminte de pirită cupriferă asociate vulcanismului bazaltic din America de Nord (3400—2600 mil. ani), Australia (Big Stabbe, 3400 mil. a.), Canada (Abitibi, 3900 mil. a.), Africa de Sud (3400 mil. a.) ; cele mai numeroase zăcăminte de aur situate în șisturile verzi din Australia de Vest (Kalgoorlie, etc., 3200—2800 mil. a.), Sierra Leone (3000—2900 mil. a.), India (Kolar, 2800 mil. a.), Canada (Porcupine, Kirkland, Kerr Edison, etc., 3500—2900 mil. a.), Brazilia (Morro Velo) și cele mai importante zăcăminte vechi de cuarțite feruginoase (S.U.A., Groenlanda, 3760±70 mil. a., Abitibi, Canada, etc.). În grupa granitoidă intră zăcămintele vechi de origine metamorfogenă de pegmatite cu muscovit (masivul Anabarsk, Djugjura, etc.) și metale rare (Li, Ta, Nb) din vestul Australiei, Brazilia (3500—2900 mil. a.) și Africa (3350—2000 mil. a.).

c. Etapa belomoniană (kenorschiană, rodeziană, 2800—2300 mil. a) cuprinde prima perioadă protogeosinclinală. Acum apar primele geosinclinale vechi, protoplatformele și zăcămintele asociate.

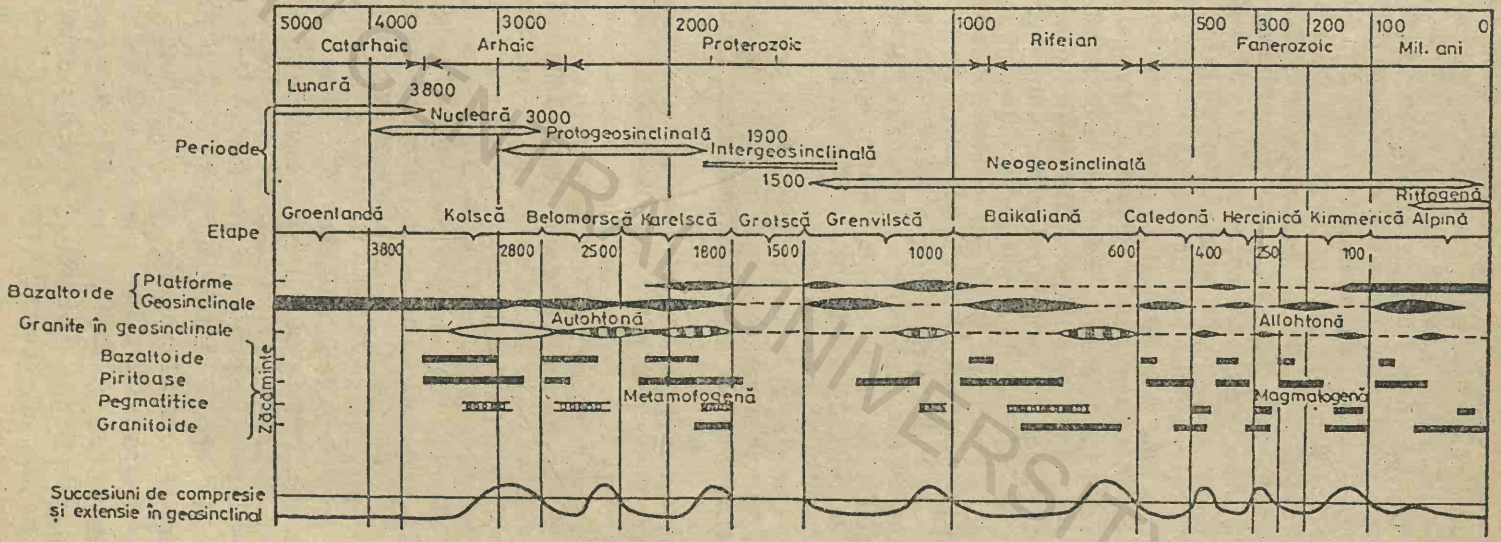

Fig. 2.4. Etape endogene de formare a minereurilor [382].

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În sistemul protogeosinclinal se formează bazaltoide vechi (peridotite, gabbrouri, plagiogranite, bazalte) și metamorfite (gnaise cu amfibol, piroxen și biotit). Cu acestea se asociază zăcăminte magmatice puțin importante de cromit (tip Africa de Sud), de titanomagnetit (Finlanda, Otamaki). Tot în această perioadă apar taconitele cu minereu de fier din Norvegia și Suedia (2900—2500 mil. a.) și zăcămintele de pirită cuprifera tip America de Nord (2750—2650 mil. a.). Dintre granitoide, în afară de granito-gnaisele autohtone, apar granite allohtone (fig. 2.4) ; zăcămintele asociate reprezintă pegmatite feldspatice (Karelia), pegmatite cu TR (Canada, Africa de Sud, Madagascar, vestul Australiei, India — 2700—2500 mil. a.) și mineralizații de skarne cu Fe (scutul Aldan, 2600—2400 mil. a.).

d. Etapa careliană (svekofenică, gudzouscă, 2300—1800 mil. a.) reprezintă perioada de maturitate și de dispariție a protogeosinclinalelor. Se pot distinge, ca și în etapa precedentă, zăcăminte de geosinclinal și platformă.

În domeniul geosinclinal, dintre bazaltoide predomină vulcanitele transformate în șisturi, amfibolite, serpentinite și masive mici de dunite, peridotite, piroxenite, gabbrouri, plagiogranite și granite normale și leucocrate. Zăcămintele formate sînt : de cromit (neimportante), de apatit-magnetit tip Kiruna, Suedia (1900 mil.a.), de fier — cuarțite feruginoase (cele mai importante din lume) (Great Lake, Canada și S.U.A., Brazilia, Venezuela, Hammersley, Australia, Krivoi Rog și Kursk U.R.S.S.), de Fe-Mn (metamorfogene, 2300—1600 mil.a.) (India) și de pirită (Cu) (Mount Isa, 1700 mil.a., Australia, 1900 mil.a., Suedia, Outokumpu, etc., 2300—1800 mil. a., Finlanda), America de Nord (1900—1700 mil.a.), Carelia (2200—2000 mil.a.).

Cu granitoidele careliene se asociază zăcăminte de pegmatite cu muscovit și muscovit-TR (Belomoria), pegmatite micacee (Mamsk) și probabil zăcămintele hidrotermale de Ag, de cobalt (2000 mil.a., Canada) și de Au din șisturile negre de la Homestake (1800 mil.a., S.U.A.) și Suho (Siberia). Metalogeneza magmatismului postorogenic granitoid este reprezentată prin zăcămintele de skarne cu Sn și W, (Carelia, 1800—1700 mil.a.).

În platformele etapei careliene s-au format zăcăminte importante : magmatice de Cr și platinoide în lopolitul Bushveld (1950 mil. a., Africa de Sud), de sulfuri de Cu—Ni de la Sudbury (2000—1800 mil. a., Canada) și Pecenga, în peninsula Cola (1770 mil. a.). Tot în această etapă, de-a lungul marilor linii de fracturi (protoactivizări), în zonele cu feldspatizări din platformele Rusă, Siberiană și America de Nord, se cunosc albitite cu U, Ta, Nb, Be (2000—1800 mil. a.), iar în Africa de Sud carbonatite de la Palabora (2300 mil. a.). Este de asemenea important de menționat formarea, în această etapă, a zăcămintelor de Cu din gresiile cuprifere din Siberia centrală de la Udokan (2100—1800 mil. a.) și a zăcămintelor de aur din conglomeratele aurifere de la Elliot Lake (2200 mil. a., Canada).

e. Etapa gotschiană (1800—1500 mil. a.) corespunde cu perioada intrageosinclinală din istoria scoarței pămîntului. Ea este lipsită de geosinclinale și zăcăminte endogene. Pe platforme s-au format zăcăminte exogene, dintre care cele mai importante sînt de uraniu (Australia, 1600 mil. a.) și zăcămintele singenetice stratiforme din roci terigene de Cu—Co, U și Pb—Zn din sistemul Katanga (Zambia — Zair, cca 1500 mil. a.).

f. Etapa grenvilschiană (baicaliană timpurie, kibarscă, issedonscă, 1500—1000 mil. a.) reprezintă o perioadă de început, embrionară și slab dezvoltată în evoluția unui nou geosinclinal.

Sub aspect metalogenetic în această etapă atrag atenția zăcămintele de pirită și de pirită-polimetalice tip Sullivan (1340 mil. a.) din Canada și S.U.A., localizate în complexe vulcano-sedimentare (1400—1100 mil. a.) genetic asociate cu metalogeneza magmatismului bazaltoid. Metalogeneza endogenă afiliată granitoidelor, cu excepția mineralizațiilor de TR din complexul Ilimaussaq (1180—1150 mil. a., Groenlanda), pare a fi puțin importantă.

g. Etapa baicaliană (assintică, cadilscă, 1000—600 mil. a.) se distinge prin perioada de maturitate în dezvoltarea geosinclinalului. În această etapă anumite părți ale geosinclinalului se finalizează în Paleozoic. Ele vor fi prinse în structurile geosinclinalelor etapelor viitoare. Structura geosinclinalului baicalian se dezvoltă la periferia platformelor est-europeană, siberiană, indiană, africană, chineză și australiană. Ea cuprinde o secvență groasă sedimentar-vulcanogenă care a suferit procese de metamorfism și granitizare ; o centură ofiolitică cu poziție internă și roci granitoide situate la marginea miogeosinclinalelor caracterizează secvența amintită. În această etapă sînt cunoscute două grupe de zăcăminte : (1). de adîncime, asociate fie cu magmatismul bazaltoid — zăcăminte de titano-magnetite (Egersund Norvegia, 950 mil. a., Canada, 850 mil. a., Kusinsk, Ural), fie cu formațiuni bazalt-liparitice — zăcăminte de pirită (America de Nord, 800—600 mil. a., Holodinsk, 1000—900 mil. a. și Gorersk, 970—870 mil. a., în Siberia) și (2). subvulcanice de W, Sn, Ta, Nb, Li (1000—800 mil. a.) asociate cu intruziuni granitoide (Egipt, Uganda, Transvaal, Australia). Pentru platforme sînt caracteristice în special zăcămintele de Pb—Zn din secvențe carbonatice (Canada).

h. Etapa caledoniană (600—400 mil. a.) coincide cu perioada de desăvîrșire a structurii geosinclinalului caledonian (Altai-Saian, Norvegia, Anglia, etc.) și de dezvoltare precursoare a regiunilor pentru geosinclinalele următoare. Această etapă se distinge prin : dezvoltarea pronunțată și respectiv slabă a stadiului timpuriu și mediu de evoluție a geosinclinalului ; magmatism bazaltoid unilateral ; prezența unor magmatite ultrabazice și bazice cu care se asociază zăcăminte puțin importante de cromit și titano-magnetite ; existența unor diferențiate acide (plagiogranite, plagiosienite) ale magmei bazaltice de care sînt legate skarnele cu Fe din regiunea Altai-Saian ; vulcanism bazaltoid pronunțat și o bogată activitate metalogenetică generatoare de mari concentrații de minereuri de pirită și polimetalice (Føsen, Norvegia, 450 mil. a. ; Stekenek, Suedia, 450 mil. a., Rio Tinto, Spania, 450 mil. a., Bodvin, Birmania, 500 mil. a., Australia, Tuva și Prebaicalia sudică) ; intruziuni granitoide și zăcăminte asociate de pegmatite cu metale rare, albitite și greisene (Altai-Saian), de cupru porfiric (Kazachstan, 480—470 mil. a.), aur (hidrotermale) (Doldyellat, Marea Britanie, 430 mil. a.) și polimetalice ; formarea în platforme a unor zăcăminte de carbonatite cu Fe—TR (Fen, Norvegia, 600—650 mil. a.) și de Pb—Zn de tip Mississippi Valley (530—470 mil. a.).

i. Etapa hercinică (varistică, 400—250 mil. a.) cuprinde toate sistemele geosinclinale paleozoice și mai tinere. Ca exemple de geosinclinale hercinice menționăm : centurile uralo-mongolă și cea din vestul Europei. În evoluția geosinclinalelor hercinice se remarcă : 1) prezența magmatismului bazaltoid timpuriu de adîncime și a zăcămintelor asociate magmatice de cromit și titano-magnetit (Ural, etc.) și a bazaltoidelor vulcanogene cu zăcămintele afiliate de Cu—pirită și polimetalice-pirită (Ural, Rudnîi Altai, Europa de vest) ; 2) existența granitoidelor orogene și a unei mari

diversităţi de importante zăcăminte asociate (pegmatite cu TR, albitite, greisene, skarne şi hidrotermale) şi 3) formarea în unele zone din platforme activizate a unor roci alcaline cu mineralizaţii de TR (peninsula Cola, Norvegia), a unor zăcăminte magmatice de sulfuri de Cu—Ni din trappele platformei siberiene, a kimberlitelor diamantifere şi carbonatitelor cu TR din platforma Siberiei şi Africii.

j. Etapa kimmerică (250—100 mil.a.) schiţează sfîrşitul treptat al perioadei geosinclinale tipic reprezentată de aria de lîngă platforme, situate la periferia Oceanului Pacific — centura Orientului Mijlociu. În această etapă magmatismul bazaltoid este slab reprezentat, implicit şi zăcămintele asociate. În schimb intruziunile granitoide subvulcanice şi abisale sînt bine reprezentate ca şi zăcămintele asociate de TR, Au—Ag, Pb, Zn, Cu şi U, Th.

k. Etapa alpină (cca 100 mil. a.) corespunde cu perioada de rift din evoluţia Pămîntului. Ea se caracterizează prin încetarea treptată a activităţii geosinclinalului şi printr-o puternică fracturare în zonele reactivate ale platformelor vechi şi noi. Magmatismul bazaltoid este slab dezvoltat; predomină seriile efuzive cu care se asociază zăcăminte de pirită (Caucazul Mic, Cipru, Japonia, 50—30 mil. a.). Cu granitoidele orogene se asociază zăcăminte de porphyry copper din Cordillera vestică, Anzi (S.U.A., Mexic, Peru, Chile), Filipine (50—4 mil. a.). În zonele reactivate din partea vestică a platformei Americii de Nord (Munţii Stîncoşi) se formează zăcăminte de porphyry copper (Bingham), de molibden (Climax), zăcăminte metasomatice de Pb-Zn (Leadville), filoane de Au-Ag (50—30 mil. a.). De asemenea numeroase alte zăcăminte endogene situate în structuri vechi afectate de fracturi noi se cunosc în Siberia de sud, Caucaz, estul Chinei. Tot în etapa alpină se formează, în unele zone din sistemul rifturilor africane, zăcăminte de TR în carbonatite şi de diamante în kimberlite, iar zona Circumpacifică cu vulcanism andezitic-liparitic şi lanţul carpatic cu vulcanite andezitice-riolitice se remarcă prin zăcăminte însemnate de Au, Ag, Sn şi W, respectiv de Au, Ag, Cu, Pb şi Zn (60—10 mil. a.).

Din prezentarea etapelor de dezvoltare a istoriei Pămîntului rezultă: evoluţia geologică începe cu etapa kolscă; procesele magmatice şi metalo-genetice prezintă o repetare neobişnuit de consecventă, deosebirile remarcate fiind în special de ordin cantitativ; repetarea ciclică a magmatismului (serii plutogen-vulcanogene bazaltoide şi granitoide); zăcămintele de Cr, Fe (V, Ti), Cu-Ni şi pirită asociate magmatismului bazaltoid apar în etapa kolscă (3 800—2 800 mil. a.) şi se repetă în toate etapele mai tinere; pegmatitele granitoidelor metamorfice palingenetice apar în etapa kolskă şi se repetă în etapele mai tinere cu granite magmatogene allohtone; albititele, greisenele şi zăcămintele hidrotermale se cunosc începînd cu etapa kareliană (2 500—1 800 mil. a.) cînd apar granitele magmatice care se regăsesc în toate etapele următoare.

Modelul tectonosferic al lui Tatsch [403] elaborat în vederea explicării diverselor tipuri de zăcămînt în acord cu evoluţia crustei nu a atras interesul specialiştilor.

În China, pînă nu demult, ipoteza mişcărilor orizontale meridionale şi latitudinale ale crustei Pămîntului determinate de rotaţia acestuia domină conceptele tectonice despre evoluţia istorică a Pămîntului. Conform concepţiei amintite o importanţă deosebită în metalogeneza Chinei era

acordată blocurilor faliate (Rally et al., 1980, în [283]. Recent, conceptul suprapunerii centurilor orogenice rezultate din acreţiunea progresivă a fragmentelor mici continentale şi a sistemelor de arc [83] pare a avea un număr însemnat de adepţi.

În explicarea evoluţiei geosinclinalului din Ural, Dimkin et al. [120] introduc noţiunea de „megazonă" în sensul de unitate tectonică majoră. Megazonele separate în număr de şase, cu orientare N–S, înlocuiesc ariile de mio- şi geosinclinal recunoscute de Smirnov [381] în evoluţia geosinclinalelor.

Există autori [246, 20] care opun unele cadre tectonice continentale negeosinclinale zonelor orgenice cutate. Ei consideră mult mai importantă metalogeneza acestora decît cea a geosinclinalelor. De exemplu, Baskina et al. [20] susţin că aşa-numitele zone (noduri) anomale tectonomagmatice de diferite ranguri controlează, în fiecare etapă geologică, produsele metalogenezei pe care le consideră ca derivate de mare adîncime şi temperatură înaltă a unor magme mineralizate. Ei susţin că distribuţia mineralizaţiilor se face dependent de manifestările magmatice care reflectă modificările suferite de o zonă sau nodul tectonic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. TECTONICA GLOBALĂ ȘI CLASIFICAREA ZĂCĂMINTELOR DE MINEREURI

Pînă în prezent s-au elaborat numeroase lucrări privind zăcămintele minerale și tectonica plăcilor, dar numai cîteva cuprind propuneri de clasificare a zăcămintelor. Explicația ar consta în faptul că puțini autori prezintă exhaustiv evoluția în timp și spațiu a proceselor de formare a zăcămintelor minerale. De asemenea, subliniem faptul că pentru etapele mai vechi din istoria Pămîntului aceste procese sînt dificil de reconstituit și că ipoteza clasică a formării și a evoluției geosinclinalelor și zăcămintelor asociate are încă numeroși adepți.

Guild [172], Mitchell și Garson [282, 283] și Sawkins [361] se numără printre cei care clasifică zăcămintele în acord cu conceptele tectonicii plăcilor. Criteriul esențial adoptat de autorii menționați în clasificarea zăcămintelor este cadrul tectonic de formare a acestora.

După Guild [172] zăcămintele se împart în două grupe cu următoarele subgrupe :

1. Zăcăminte formate la sau aproape de marginea blocurilor. Acestea sînt repartizate în trei subgrupe, formate în zone : a) de acrețiune (sărături mineralizate — tip Marea Roșie ; Cu-Fe — tip Cipru ? ; cromite podiforme) ; b) de falii transformante (cromite podiforme ; Cu, Mn) și c) de convergență (cromite podiforme, Fe-Cu-Zn-Pb — tip Kuroko ; Mn ; skarne cu magnetit-calcopirită ; Cu(Mo) porphyry ; Ag-Pb-Zn ; Au — tip Mother Lode ; bonanza de Au-Ag, W, Sn, Hg, Sb) și

2. Zăcăminte formate în interiorul plăcilor, de asemenea divizate în trei subgrupe : (a) în resturi ale oceanului Mn-Fe (Cu, Ni, Co) și noduli ; Mn-Fe în sedimente ; evaporite) ; (b) la margini continentale de tip atlantic (Ti, Zr, magnetit în nisipuri ; fosforite) și (c) în resturi continentale (Au(U) — conglomerate ; Fe ; evaporite ; Cu — tip Red Bed ; Cu-Co — tip Kupferschiefer ; U, U—V — tip Platoul Colorado ; Fe-Ti(V) în anortozite ; Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni-Pt — tip Bushveld ; Nb, V, P, TR, Cu, F în carbonatite ; kimberlite, diamante ; Fe((P) — tip Kiruna ; Pb-Zn-Ba-F (Cu, Ni, Co) tip Mississippi Valley.

In 1976, Mitchell și Garson [282] grupează zăcămintele minerale în acord cu evoluția tectonică a marginilor de plăci. Ei împart zăcămintele în zece grupe, formate în următoarele cadre tectonice (fig. 2.2) :

A. Puncte fierbinți intracontinentale (Sn, F, Nb) ;

B. Zone de rift avortat (Sn, F, Nb ; carbonatite cu Nb, P, TR, Ba, F ; Pb-Zn-Ag — tip Sullivan ?) ;

C. Zone de rift intercontinental (Mn, sărături și nămoluri bogate în metale — tip Marea Roșie ; evaporite, Pb-Zn-Ba — tip Mississippi Valley) ;

D. Rise-uri oceanice și lanțuri montane tip Hawaii (Cu-Fe — tip Cipru ; Fe, Mn, As, B, Zn, Pb, Hg din bazalte spălate ; cromite podiforme ; Ni, S, Pt) ;

E. Centuri magmatice de tip Andin (noduli) de Mn/Cu, Ni, Co ; porphyry (Cu(Mo) ; Hg ; Sn, W, F) ;

F. Bazine interarc și arcuri insulare (porphyry Cu-Au ; Zn-Cu — tip Kuroko ; Cu-Fe — tip Cipru în bazine interarc inactive ; Ni, Pt, Cr) ;

G. Arcuri magmatice externe cu bazine marginale (Cu-Fe tip Cipru și Besshi ; cromite podiforme ; porphyry Cu-Au ; Sn, W, Bi, Mo, F ; Sb) ;

H. Centuri de coliziune continent-continent (U în molasă ; Sn, W, Fe ; Ag, Ni, Co ; jadeite și nefrite ; Fe-Ti în anortozite ; Pb-Zn-Ag) ;

I. Arii cu vulcanism post-coliziune (Cr, Pt, Cu-Fe ; U) ;

J. Arii de coliziune continentale cu ofiolite obduse (Cr-Pt podiforme ; Cu-Fe — tip Cipru).

Varianta îmbunătățită a acestei clasificări se prezintă de aceiași autori în anul 1981 [283]. De această dată, pe lîngă cadrul tectonic, alte două criterii, și anume asociația de roci și geneza mineralizațiilor, sînt luate în considerare în departajarea celor șase grupe cu mai multe subgrupe de zăcăminte :

A. Zăcăminte formate în puncte fierbinți intracontinentale, rifturi și aulacogene :
   1 — puncte fierbinți intracontinentale (Sn, Nb, P, Fe, vermiculite, piroclor ; safir, rubin) ;
   2 — rifturi intracontinentale și aulacogene (P ; vermiculit ; Cu, U ; baddeleyt ; piroclor ; TR, diamante ; Cr-Ni-Pt-Cu ; Mo (porphyry) ; Pb-Zn-Cu (tip Sullivan) ; evaporite ; Pb-Zn (filoane) ; F ; Mo și Ag-Co-Ni — filoane).

B. Zăcăminte formate în margini continentale pasive și în bazine interioare :
   1 — margini continentale pasive (evaporite ; fosforite ; șisturi negre bogate în metale ; minette ; Fe ; Ti, V, Zr în nisipuri ; Pb-Zn și Ba-F, roci carbonatice) ;
   2 — bazine intracontinentale de origine incertă (U-filoane ; Au, U în conglomerate).

C. Zăcăminte formate în medii oceanice :
   1 — ridge-uri medio-oceanice și bazine oceanice (Mn, Ni, Co, Cu, în noduli ; Mn, Fe în noduli ; Cu-Fe-Zn ; șisturi argiloase bogate în metale ; Cr, Ni ; Fe, Ti, Au, Pt, azbest, talc, magnezit) ;
   2 — falii transformate oceanice (Ba ; Fe, Mn ; carbonatite ; Cu-Zn).

D. Zăcăminte formate în zone de subducție :
   1 — arcuri externe (Cu-Fe ; Cr ; Sn, W ; U ; Cu-porphyry) ;
   2 — arcuri magmatice (Cu-Au ; Cu-Mo și Au-porphyry ; Pb-Zn-Cu — tip Kuroko ; Sn, W ; Au ; cuarț-Au ; Fe, P ; Sb, W, Hg).
   3 — depresiunile arcurilor externe (Au-aluvionar ; cărbuni bruni) ;
   4 — centuri șariate retroarc (Sn, W ; Mo, W, Sn ; Cu, Au, Ag ; U în gresii ; Au-aluviuni) ;

5 — bazine cratonice comprehensive retroarc (K, cărbuni bituminoși, Au-Ag în filoane ; Cr ; Cu-Fe-Zn).

E. Zăcăminte asociate bazinelor oceanice reziduale și resturile acestora :

1 — bazine oceanice reziduale și resturile acestora (fosforite) ;
2 — zone de sutură (Cu, Fe ; Cr ; jadeit, nefrit) ;
3 — centuri de încălecare vorland (zăcăminte de șelf ; Sn, W ; U);
4 — margini hinterland (pierte prețioase) ;
5 — bazine vorland (U (Cu, V) în gresii ; evaporite) ;
6 — depresiuni intramontane (U, Cu ; evaporite).

F. Zăcăminte caracteristice faliilor transformante continentale :

1 — falii transformante asociate zonelor de subducție (Sb, P-Ti-TR ; diamante) ;
2 — falii transformante de extensie creastă-creastă (ridge-ridge) (Cu-Ni, Pb, Ti, Au ; sedimente metalifere ; Sn, Li în pegmatite).

Comparativ cu această clasificaer, Sawkins [361] restrînge numărul grupelor de zăcăminte la trei : 1) zăcăminte situate la limita de convergență a blocurilor, 2) zăcăminte asociate crustelor de tip oceanic și 3) zăcăminte asociate zonelor de coliziune.

În prima grupă sînt incluse zăcămintele asociate arcurilor principale (Cu — tip porphyry, Cu — tip manto, corpuri de brecii, skarne, corpuri de substituție, filoane etc.), părților interne ale arcurilor principale (corpuri metasomatice de Au-Pb-Zn-Cu), rifturilor (Sn-W, Mo — tip porphyry, sulfuri masive — tip Kuroko, Pb-Zn-Cu) și magmatismului felsic de fore-arc (Mo și Cu(Mo) — tip porphyry, sulfuri masive — tip LØkken și tip Besshi și Au).

Grupa zăcămintelor asociate crustei oceanice cuprinde patru subgrupe de zăcăminte formate în următoarele cadre tectonice :

1 — zone de expansiune a ridge-urilor (sisteme geotermale, sulfuri masive — tip Cipru, cromite) ;

2 — puncte fierbinți și zone cu magmatism anorogenic intracontinental (Sn, Fe-Ti, Cr-Pt-Fe-Ni-Co-Cu, Co-Ni) ;

3 — rifturi continentale în stadii timpurii de evoluție (Cu — tip breccia pipes, Mo — tip porphyry, Cu — tip stratiform, Cu-Ni, Pb-Zn — tip Mississippi, tip alpin și tip irlandez) și

4 — rifturi în stadii avansate de evoluție (nămoluri și săruri bogate în metale de tip Marea Roșie, sulfuri masive de Pb-Zn — tip Sullivan, sulfuri masive în roci vulcanice, sulfuri masive în roci puternic metamorfozate).

In grupa asociată zonelor de coliziune sînt incluse zăcămintele situate în roci ofiolitice obduse și în masive granitoide de coliziune (Sn, U).

Clasificarea noastră are de asemenea drept criteriu de bază cadrul tectonic, la care se adaugă asociația petrologică și/sau litologică, geneza și tipul mineralizațiilor. Ea prezintă sensibile asemănări cu clasificarea lui Mitchell și Garson [283] și cuprinde patru grupe de zăcăminte cu diferite subgrupe :

I. Zăcăminte asociate limitelor de divergență a blocurilor :

1 — zăcăminte asociate ridge-urilor medio-oceanice și bazinelor oceanice și arcurilor insulare (Mn-Fe, Cu-Fe, Cu-Ni($\pm$Co,Au,Pt),Cr, Fe-Ti(V) ;

2 — zăcăminte asociate faliilor transformante de extensie în dorsale-dorsale (Cu-Fe, Mn-Fe) ;

3 — zăcăminte asociate punctelor fierbinți intracontinentale și magmatismului anorogenic (Sn, U, Fe-Ti, Cr, Pt, Cu-Ni, TR) ;

4 — zăcăminte asociate rifturilor continentale (Cr-Ni-Pt-Cu, Cu-Ni, Cu, diamante, Fe-Ti, Mo, Pb-Zn, Cu) ;

5 — zăcăminte asociate magmatismului bimodal bazalt-riolitic (Cu, Ba-Pb-Zn-Cu, Cu, U±Au, Pb-Zn, Fe, F, P, NaCl, etc.).

II. Zăcăminte asociate limitelor de convergență :

1 — zăcăminte asociate șanțurilor submarine și arcurilor externe (Cr, Cu-Fe, Sn(W), U, Cu, Au, Ag, Sb) ;

2 — zăcăminte asociate cu arcuri magmatice (porphyry Cu, Cu-Mo, Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Cu±Au, Ag, Te, Au, Pb-Zn-Cu, Au-Ag tip Kuroko, Sb-W-Hg, W-Au, Hg, S) ;

3 — zăcăminte asociate cu bazine de arc extern (Au, cărbuni) ;

4 — zăcăminte asociate cu centuri retro-arc și de încălecare (Sn, W(Mo), Cu-Au-Ag) ;

5 — zăcăminte asociate cu arii cratonice de compresie retro-arc (U, cărbuni) ;

6 — bazine de extensie retro-arc (Au-Ag, Mo, cărbuni) ;

7 — arii inter-arc și bazine marginale retro-arc (P, Pb-Zn).

III. Zăcăminte asociate ariilor de coliziune (Sn-W, U)

IV. Zăcăminte asociate ariilor post-coliziune (evaporite, Au, cărbuni, U, Pb-Zn).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4. ZĂCĂMINTE ASOCIATE LIMITELOR DE DIVERGENȚĂ A BLOCURILOR

4.1. EXPANSIUNEA ȘI GENERAREA CRUSTEI OCEANICE

Teoria expansiunii fundului oceanic (sea floor spreading) reprezintă cea mai reușită încercare de explicare a formării crustei oceanice, a fracturării și derivei continentelor și a tectonicii plăcilor.

Holmes [186] a fost cel care a intuit expansiunea. Fără a avea suficiente argumente pentru a explica pe deplin procesul de expansiune, el susținea că atunci cînd continentele sînt în derivă, adică se rup și se îndepărtează, prin injecții de magme în spațiul creat se formează un nou ocean. Acest ocean ocupă o poziție centrală, cel vechi situîndu-se periferic. După acest autor, structurile orogenice periferice sînt explicate ca fiind rezultatul acțiunii a trei curenți de convecție cu centrele de ascensiune sub Gondwana, Laurasia și Oceanul Pacific.

Hess [183] și Dietz [118] dezvoltă simultan conceptul de expansiune a fundului oceanic. Ei afirmă că mantaua este animată de o mișcare de convecție ce se realizează prin mai multe celule. Ramura ascendentă a celulei aduce materialul incandescent la suprafață în rifturile mediooceanice, unde, prin consolidare, generează fundul oceanic. Acesta este constituit din peridotite serpentinizate și hidratate. Față de rift, ramura orizontală a ciclului de convecție, pînă la ramura descendentă, antrenează fundul oceanic într-o mișcare divergentă, simetrică și cu viteze egale. Prin ramura descendentă fundul oceanic ajunge în fose unde este absorbit, topit și integrat în manta.

În prezent mecanismul expansiunii fundului oceanic și implicit mișcarea plăcilor litosferice se explică în special prin curenți de convecție și prin panase de manta (hot spot-uri).

Mișcarea de convecție se acceptă ca fiind realizată prin modele cu celule de convecție adînci și puțin adînci.

În primul caz se admite existența sub oceane a unei coloane ascendente fierbinți care prin curgere divergentă determină deplasarea plăcilor litosferice și a continentelor. Cel de-al doilea caz are în vedere o mișcare de convecție de tip celular și una de împins-tras. În convecție ramura ascendentă a celulei se află sub dorsalele oceanice. Ea imprimă mișcarea laterală a plăcilor litosferice și coborîrea lor în astenosferă (fig. 4.1a).

Mișcarea de împins-tras a fost invocată întrucît astenosfera este considerată destul de moale pentru a nu putea transmite stresuri de forfecare orizontale semnificative litosferei de deasupra. În acest caz mișcarea

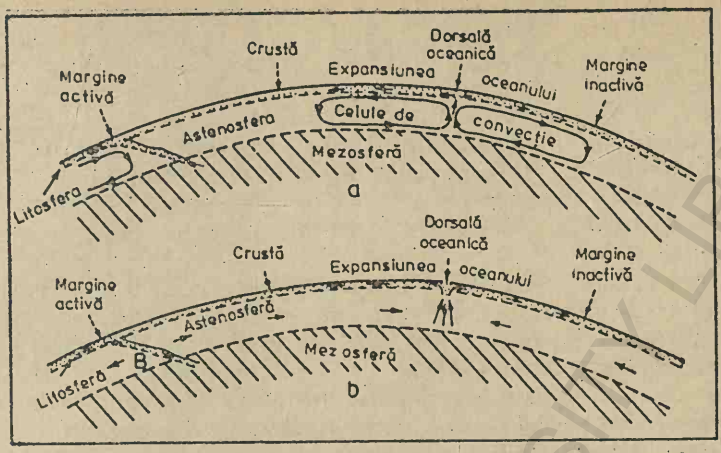

Fig. 4.1. Explicarea expansiunii prin celule de convecție puțin adînci (după Bott, 1971, în [312]) :
a — model celular ; b — model împins-tras.

plăcilor se realizează prin împingeri laterale în zonele de dorsale oceanice, prin alunecare dinspre dorsale și prin tracțiune în zonele de subducție. Impingerea din zonele dorsale favorizează ascensiunea magmelor de-a lungul zonelor axiale (fig. 4.1 b). Tracțiunea plăcii în zonele de subducție este determinată de creșterea densității litosferei ca urmare a efectului de răcire și schimbărilor de fază mineralogică.

Modelul prin panaș de manta [446] presupune existența unor puncte fierbinți (hot spot). Ele determină ascensiunea materialului topit, probabil din baza mantalei pînă la baza litosferei. O astfel de coloană de material poate străpunge litosfera pînă la suprafața globului. Tot ea poate declanșa deriva continentelor. Alinierea vulcanilor submarini, a insulelor vulcanice și a dorsalelor aseismice pe fundul mărilor par a fi rezultatul deplasării plăcilor litosferice deasupra unui punct fierbinte.

Trecerea unei plăci continentale deasupra unui aliniament de puncte fierbinți determină spargerea acesteia în timp, apariția riftului și evoluția lui spre ocean.

Interpretarea anomaliilor magnetometrice oceanice [427, 426] confirmă expansiunea fundului oceanic ; anomaliile magnetice pozitive și negative observate reprezintă fîșii alternante de roci bazaltice în stratul din fundamentul crustei oceanice. Acesta a fost magnetizat alternativ în direcții normale și inverse ale cîmpului magnetic al Pămîntului. În zonele de rift, prin răcirea treptată a magmelor și trecerea mineralelor magnetice prin punctul Curie, crusta se magnetizează în direcția cîmpului magnetic existent al Pămîntului. Astfel magnetizată, crusta oceanică nou formată este ruptă și mișcată lateral de către venirile tinere de magme. Printr-un asemenea proces s-a realizat înregistrarea de către fundurile oceanice a schimbărilor de polaritate magnetică, marcîndu-se astfel intervalele de timp în care cîmpul magnetic al Pămîntului a putut fi dominant normal, dominant invers sau mixt [426, 51, 312].

Studiul anomaliilor observate și calculate a permis stabilirea ratei de expansiune a fundului oceanic. Aceasta este în medie de 1—5 cm/an ; valori mult mai mari (10 cm/an) apar în zona dorsalei Pacificului.

Din cele prezentate rezultă că zonele de expansiune sînt margini de plăci unde prin procese de solidificare a materialului topit provenit din astenosferă se formează litosfera oceanică nouă. Procesele de formare și evoluție a zonelor de expansiune se numesc *procese de acrețiune* a plăcilor litosferice. Ele cuprind următoarele etape : ruperea litosferei continentale și apariția unui gol ; pătrunderea în golul din manta creat a materialului provenit din astenosferă, consolidarea și metamorfozarea acestuia, deplasarea laterală a celor două plăci litosferice din zona de expansiune și ridicarea continuă în golul creat a materialului astenosferic.

Studiul crustei oceanice și al complexelor ofiolitice a permis elaborarea mai multor modele prin care se explică procesele de acrețiune a plăcilor din zona de expansiune. Aceste modele au în vedere faptul că materialul crustei oceanice vechi cît și al mantalei superioare alcătuiesc complexe de roci bazice-ultrabazice (ofiolite) din centurile orogenice mai tinere. Caracterele petrografice și seismice ale acestui material sînt relativ asemănătoare cu cele cunoscute în oceanele actuale.

Ofiolitele, interpretate ca reprezentînd crusta oceanică și rocile nivelului superior al mantalei cuprind, în funcție de modelele elaborate, următoarele strate sau unități structurale [361] :

(1) cinci strate în modelul Coleman [95] : pillow-lava, bazalte masive, dyke-uri stratificate sau sill-uri complexe, gabbrouri și gabbrouri cumulate, dunite și piroxenite cumulate și harzburgite tectonizate cu intercalații neînsemnate de dunite ;

(2) patru unități structurale în modelul Dewey și Kidd, (1977, în [312] : „capacul" alcătuit din pillow-lava și sill-uri, dyke-uri lamelare și gabbrouri placate, camera magmatică în formă de pană, complexul de mumulate situat sub camera magmatică și banda de lehrzolite ;

(3) șase strate în modelul Dick [115] : lave, dyke complex, gabbrouri izotropice, gabbrouri cumulate, rocile discontinuității Moho și peridotite (v. fig. 4.2) ;

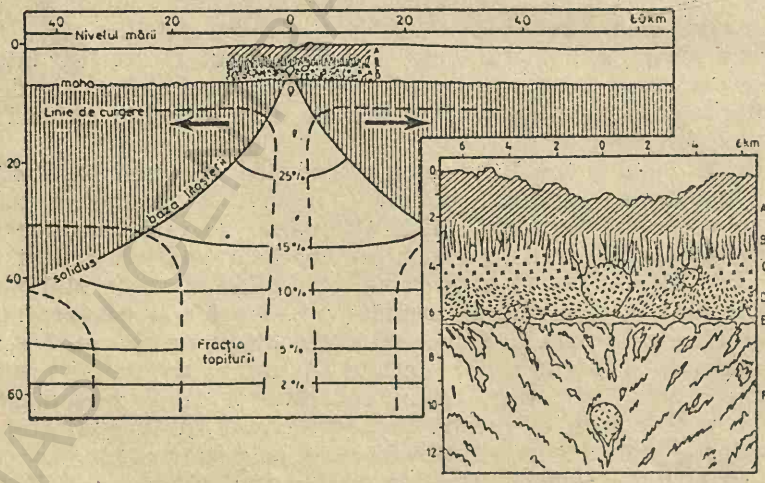

Fig. 4.2. Model magmatic pentru sistemele de rid medio-oceanic unde topitura și convecția determină divergența blocurilor [115, cu modificări] :

A — lavă ; B — dyke-uri complexe ; C — gabbrouri izotropice ; D — gabbrouri cumulate ; E — zona Moho ; F — peridotite.

(4) şase strate în cele trei modele ale discontinuităţii Moho în oceane, deduse din reflexia undelor seismice (Clague, Straley 1977, în [283] : primele patru strate, aceleaşi în toate cele trei modele (sedimente, pillow-lava, dyke-uri lamelare (sheeted dykes) şi gabbrouri alterate), şi roci bazice-ultrabazice diferit reprezentate în celelalte două strate ale modelelor menţionate.

De subliniat că grosimea stratelor sau a unităţilor structurale menţionate depinde de viteza de expansiune : „capacul" alcătuit din pillow-lava, sill-uri şi dyke-uri lamelare are 2 km grosime la o viteză de expansiune mare şi 3 km grosime la o viteză mică. Grosimea rocilor din „capac" variază astfel : complexul de pillow-lava şi sill-uri are grosimea maximă la o distanţă de 1—2 km de axa riftului, complexul de dyke-uri prezintă chiar din axă o grosime constantă de 1 km, iar grosimea gabbrourilor placate de minimum 300 m este puternic influenţată în special de dimensiunile camerei magmatice.

Acceptarea modelului ofiolitic pentru crusta oceanică suportă discuţii întrucît cea mai mare parte a complexelor ofiolitice pot reprezenta : ramuri fore-arc ale complexelor de arc insular [150], materialul bazinelor marginale [180] sau fosta crustă oceanică învecinată cu zonele de fracturi [214]. Prin poziţia lor, complexele ofiolitice implică coliziuni de tip continent-continent şi arc-continent, iar în condiţiile de subducţie apar ca fîşii subţiri încorporate în solzii din melanjul fore-arcurilor [150].

Fox et al. [144] subliniază că, deşi modelul crustei oceanice este dedus din studiul ofiolitelor, sînt unele aspecte de importanţă deosebită încă nelămurite şi anume : structura, grosimea şi compoziţia complexelor ofiolitice. Ca exemplu se citează unele diferenţe privind geochimia elementelor-urmă la complexele ofiolitice din partea vestică şi estică (Turcia, Italia) a domeniului Tethis care arată, sigur, diferenţe faţă de bazaltele dorsalelor medio-octanice [316]. Astfel lavele complexelor ofiolitice din Masivul Trodoos şi pînza Semail sînt foarte sărace în Cr, iar raportul Ce/Sr are valori mult mai mici faţă de bazaltele dorsalelor medio-oceanice. Acestea, ca şi alte date despre elementele-urmă, sugerează că lavele şi ofiolitele asociate s-au format în bazine marginale. O incertitudine se menţine, de asemenea, în precizarea naturii discontinuităţii Moho în crusta oceanică. Ea poate reprezenta limita între harzburgite serpentinizate (viteza undelor de compresiune — 7,4) şi harzburgite tectonizate proaspete (viteza undelor de compresiune — 8,2). Mecanismele generării şi cristalizării magmei în timpul formării crustei oceanice şi litosferei sînt adesea discutabile. Un model propus de Duncan şi Green [125] şi Dick [115] (1982) (v. fig. 4.2) pare a explica numeroase subtilităţi de petrologie a ofiolitelor. Mai rămîn, totuşi, insuficient explicate volumele neînsemnate de roci acide (granite, riolite) prezente în complexele ofiolitice.

Din cele relatate rezultă că generarea crustei oceanice are loc în special în ridge-urile medio-oceanice. Volumele de magme generate de-a lungul lor întrec sensibil pe cele formate în stadiul de separare a continentelor [361], ca în cazul Mării Roşii, cît şi în timpul formării bazinelor marginale din spatele unor sisteme de arcuri asociate zonelor de subducţie.

4.2. METALOGENEZA CRUSTEI DE TIP OCEANIC

In oceane se cunosc patru cadre tectonice majore : ridge-uri, falii transformante, bazine și arcuri oceanice insulare. Dintre acestea, primele două reprezintă limite de plăci. Toate cele patru cadre tectonice menționate se caracterizează prin asociații și tipuri specifice de roci și zăcăminte. Această evoluție a oceanelor în zonele fostelor rifturi corespunde stadiului tîrziu de generare și de dezvoltare a geosinclinalului lui Aubouin și stadiul inițial al modelului de geosinclinal rusesc.

4.3. METALOGENEZA RIDGE-URILOR, BAZINELOR OCEANICE ȘI ARCURILOR INSULARE

Cadrul tectonic. Ridge-urile oceanice sînt cele mai impunătoare forme morfologice ale Pămîntului. Ele depășesc 50 000 km lungime și sînt mai bine cunoscute în Oceanul Pacific și Oceanul Atlantic (v. fig. 4.2). Axele acestor ridge-uri se caracterizează prin activitate seismică superficială, vulcanism intens și un flux de căldură ridicat. Ele sînt mărginite relativ simetric de anomalii magnetice paralele ce se afundă spre flancuri.

Ridge-urile oceanelor Atlantic și Pacific prezintă diferențe morfologice remarcabile. Ele sînt atribuite ratei de expansiune mai mică la Oceanul Atlantic decît la Oceanul Pacific.

In general ridge-ul medio-atlantic este alcătuit dintr-o serie de blocuri afundate. Partea centrală ridicată are o vale de rift, lată de cîțiva km și adîncimi de peste 2 500 m. Valea este constituită din corpuri de bazalte. Ea este delimitată marginal de falii interioare și terase cu lățimi de 15 km. Terasele sînt situate la baza faliilor exterioare abrupte care formează partea interioară a umerilor riftului (fig. 4.5). Vulcanismul riftului generează pillow-lava (pahoehoe), bazalte masive și brecii de falie. Grosimea crustei este de 2—3 km, iar gradientul geotermal este de 400—600°C/km [283].

In ridge-ul est-pacific un bloc axial cu lățimi mai mari de 15 km ocupă partea internă a sistemului de rift-terase.

Bazinele oceanice reprezintă cîmpii abisale situate la cel puțin 4 000 m adîncime. Neuniformitățile morfologice existente sînt urmări ale expansiunii ridge-ului și prezenței lanțurilor insulare asociate punctelor fierbinți.

Referitor la procesele de sedimentare în ridge-uri și în bazinele oceanice adînci cercetările au arătat : (1) primele sedimente în creasta est-pacifică sînt de precipitație chimică (oxizi și hidroxizi de Fe și Mn) ; (2) materialul sedimentelor formate în procesul de deplasare a flancurilor ridge-urilor spre cîmpiile abisale provine din trei surse : a) rocile vulcanice, rocile calcaroase și turbiditele din insulele oceanice ; b) mîlurile calcaroase sau silicioase constituite din organisme pelagice formate dependent de latitudine și de poziția fundului mării care poate fi deasupra sau sub adîncimea de compensare a carbonatului (fig. 4.3) [209] ; c) argilele roșii pelagice. De reținut că formarea sedimentelor este puternic influențată de eroziunea submarină determinată de curenții abisali.

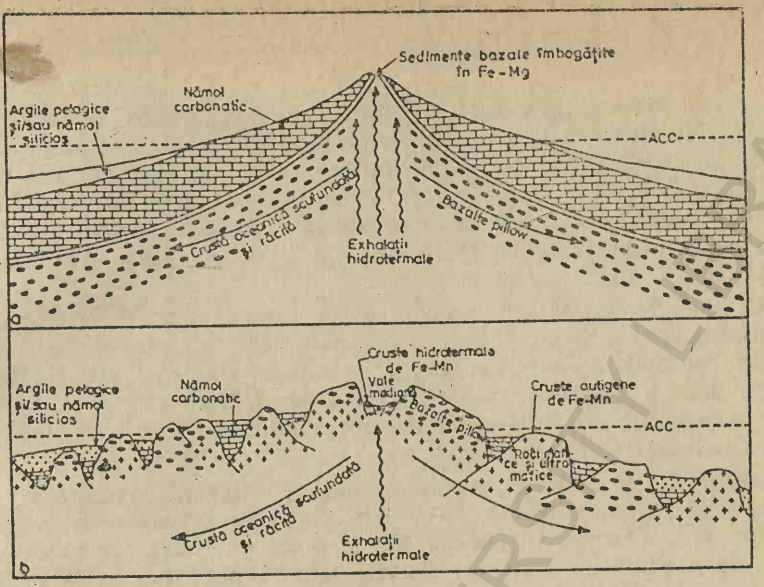

Fig. 4.3. Distribuția sedimentelor în ridge-uri de tip Est Pacific (a) și de tip Atlantic (b) [209]:
ACC — adîncimea de compensare a carbonaților.

Cadrul metalogenetic. Ridge-urile oceanice reprezintă arii cu o intensă activitate hidrotermală. Datorită acestui fapt crusta nou creată, situată în apropierea centrelor de expansiune puternic încălzite, este metamorfozată în faciesul sisturilor verzi și amfibolitic; spre periferie se intră treptat în domeniul faciesului zeolitic și de alterări de temperatură scăzută. O astfel de activitate hidrotermală poate genera fluide suficient de bogate în metale pentru a rezulta zăcăminte de minereuri. Totul depinde de intensitatea și rata de ascensiune a fluidelor în crusta oceanică. Zonele cu largă mobilitate permit fluidelor mineralizate să atingă fundul mării în cantități necesare formării unor zăcăminte de importanță economică. Imbogățirea fluidelor în metale este determinată în special de alterarea hidrotermală pronunțată a bazaltelor. De reținut însă că mediul cu energia de încălzire ridicată, cu stres și cu un fluid bogat în clor nu permite formarea unui spectru larg de zăcăminte. Zăcămintele tipice sînt de noduli feromanganoși și de sedimente hidrotermale bogate în sulfuri.

Mineralizațiile și zăcămintele tipice formate în ridge-uri și bazine oceanice reprezintă acumulări de: (1) noduli și crustificări de oxizi și hidroxizi de Mn (Ni, Co, Cu), de Mn și Fe, de origine autigen-sedimentară și hidrotermal exhalativ-sedimentară asociate cu argile roșii pelagice și bazalte de ridge-uri oceanice; (2) șisturi argiloase bogate în metale situate în sedimente carbonatice pelagice; (3) sulfuri de Fe-Cu(Zn) formate prin procese de natură hidrotermal exhalativ-sedimentară proprii ariilor cu bazalte de ridge-uri oceanice și (4) cromite podiforme și de Ni, Cu, Fe, Ti, Au, Pt, azbest, talc și magnezit de origine magmatică, metasomatică sau epigenetic-hidrotermală, spațial și genetic asociate cu roci ultrabazice și bazice provenite din mantaua superioară.

4.3.1. NODULI FEROMANGANOȘI ȘI CRUSTE FEROMANGANOASE RECENTE

Nodulii feromanganoși și crustele feromanganoase acoperă uneori bazaltele din ridge-urile oceanice. Atît nodulii cît și crustele sînt considerate de origine hidrotermală. Acumulările similare în arii mai îndepărtate de crestele ridge-urilor reprezintă depozite de natură hidrogenă sau autigenă. Ultimele se disting prin valori în jur de 1 a raportului Fe/Mn, conținuturi ridicate de Ni, Co, Cu și Th și valori mici ale raportului U/Th.

Acumulările de noduli manganoși se formează în diferite medii de pe fundul oceanic. Ele se întîlnesc în unele zone colinare și pe flancurile munților submarini, ale platourilor oceanice, dar mai ales în bazinele oceanice adînci. Concentrațiile cele mai abundente (peste 5 kg/m^2) se cunosc acolo unde curenții puternici de pe fundul oceanic împiedică acumularea sedimentelor detritice.

Nodulii de pe fundul oceanelor sînt interesanți economic pentru conținuturile ridicate de Cu, Ni și Co. Metalele prezente în acești noduli reprezintă rezerve uriașe pentru viitorul omenirii. De exemplu, rezervele de noduli din Oceanul Pacific par să depășească 10^{11}t. Această cifră este incomparabil mai mare decît cea corespunzătoare tuturor rezervelor de zăcăminte cunoscute pe uscat, adică este mai mare de 4 000 ori pentru Mn, de 1 500 ori pentru Ni și de 15 ori pentru Cu. Zonele bogate din ocean pot avea 10^5t noduli/km^2. Aceasta înseamnă că la un conținut de 3% Ni + Cu + Co revin 3 000 t din aceste metale. Nodulii din zonele munților submarini sînt mai bogați în Co și probabil în Ba, Pb și V decît cei din bazinele adînci, care se remarcă prin conținuturi mai ridicate în Ni și Cu (Cronan, Tooms, 1969, [283].

După Sawkins [361] activitatea hidrotermală din sistemele de ridge-uri poate fi de intensitate scăzută și ridicată. În primul caz, la valori ridicate ale raportului apă/rocă se formează pe pillow-lave cruste bogate în Fe și Mn, fiecare cu raporturi distincte de Fe/Mn.

În cazul activității hidrotermale intense rezultă acumulări bogate în special în sulfuri.

Răspîndirea și compoziția nodulilor marini au fost în atenția mai multor cercetători [370, 267]. După Mac Kelvey et al. [267] concrețiunile de mangan din Oceanul Pacific sînt cele mai bogate în metale principale (fig. 4.4). Aceiași autori arată că aproape 60 de elemente chimice sînt cunoscute în concrețiunile de mangan. Variația concentrațiilor acestor elemente depinde de latitudine, adîncime și tipul metalic de concrețiune. De exemplu, cele mai mari conținuturi în Mg, Sc, Cr și Zn se află în concrețiunile cu Ni + Cu $>$ 1,8% (fig. 4.4). De asemenea, cele mai mari conținuturi medii de P, Ti, V, Ca, Sr, Y, Zr, Ce și Pb au fost întîlnite în concrețiunile cu $>$ 0,5% Co ; conținuturile medii maxime de Na și Pb se află în concrețiunile cu $>$ 35% Mn.

Analizele chimice și mineralogice ale crustelor și oxizilor feromanganoși și sedimentele asociate din partea de vest a Pacificului ecuatorial au arătat [4] : 1) crustele sînt depuneri pure hidrogenice, în timp ce anumiți noduli conțin un component diagenetic ; 2) crustele sînt alcătuite din MnO_2 și $FeOOH_xH_2O$. Ele se aseamănă cu noduli bogați în MnO_2 din bazinele adiacente, dar sînt mai bogate în Mn (pînă la 29%)

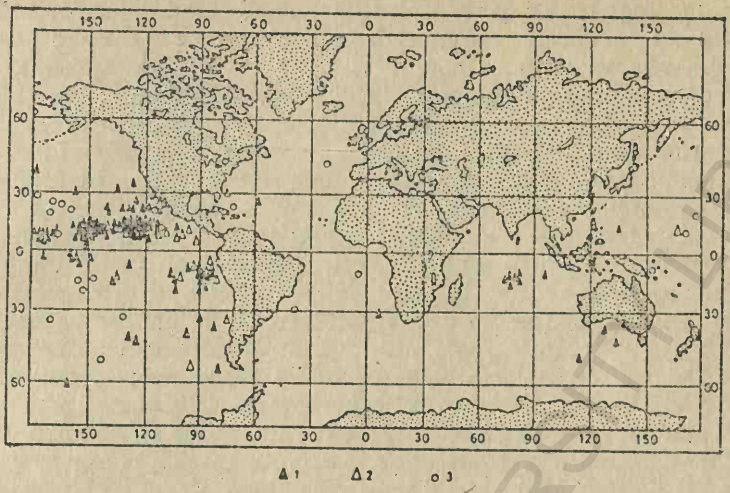

Fig. 4.4. Răspîndirea concreţiunilor de Mn cu conţinuturi :
1 — cu peste 1,8% Ni+Cu ; 2 — > 35,5% Mn şi 3 — > 1% Co.

şi Co (pînă la 1,57%) ; 3) crustele de la 1—2 km adîncime arată conţinuturi mai ridicate ale raportului Mn/Fe şi ale conţinutului de Co decît crustele şi nodulii din zone mai adînci, care pot rezulta din adsorţia Mn concomitent cu eliminarea Co în zona cu minim de O_2 sau în zona de influenţă mai mare de alimentare eoliană a metalelor deasupra adîncimii de 2 km ; 4) alimentarea cu metale a nodulilor pare a fi determinată de halmiroliza Fe, Al şi Ti şi de afundarea materiilor fecale în cazul Mn, Ni, Cu, etc. şi 5) conţinuturile ridicate de Ni şi Cu din todorockitul nodulilor marini sînt determinate de existenţa unei întinse zone ecuatoriale în formă de pană asociată cu o productivitate biologică ridicată şi cu pori de apă bogaţi în Mn, Ni şi Cu, în sedimentele cele mai superioare.

Piper şi Swint [324] analizînd distribuţia nodulilor feromanganoşi din Oceanul Pacific ajung la concluzia că ariile bogate în depuneri de noduli se formează în regiuni cu acumulare înceată de sedimente şi că conţinuturile mai ridicate în Ni + Cu (> 2,7%) însoţesc liniile profunde de fracturi (ex. zona de fractură Clarion-Clipperton).

Un profil transversal orientat est-vest, executat în partea de est a Bazinului sud-vest pacific (la 42°S între 120°W şi 163°W) cu scopul de a colecta din 13 arii noduli manganoşi şi sedimente de pe fundul oceanului (adîncimi 4 200—5 700 m) a relevat atît abundenţa nodulilor (> 65 kg/m^2, Mn/Fe = 1,5—3,5) cît şi îmbogăţirea lor în pămînturi rare (880—2 600 ppm). Raportul Ce/La variază de la 2,1 în noduli din marginea bazinului la 4,2 la nodulii din centrul bazinului [325].

Cercetările recente [133], efectuate pe 3 000 probe de fitoplancton, suspensii şi sedimente de fund din Oceanul Atlantic au scos la iveală numeroase aspecte, puţin cunoscute, referitoare la geochimia Fe şi Mn, dintre care menţionăm : (1) centrele cu concentraţii de Fe şi Mn în materia suspendată (pînă la 11% Fe şi 45% Mn) şi sedimente de fund (pînă la 44,9% Fe şi 11,4% Mn) de cele mai multe ori nu coincid, cu excepţia

nodulilor feromanganoşi şi nămolurilor vechi siderit-rodocorozitice ; (2) Fe (> 7%) este acumulat aproape de gurile părţilor de ocean (sedimente hidrogoethit-chamositice) în condiţii faciale favorabile, aproape de centrele hidrotermelor, în sedimente piroclastice şi nămoluri roşii ; (3) centre cu conţinuturi ridicate de Mn (> 1%) sînt întîlnite în bazine marine cu contaminări periodice de H_2S aproape de apa de fund şi de centrele de descărcare a hidrotermelor submarine în argile roşii şi alte nămoluri rodocrozitice ale zonelor riftului medio-atlantic. Acelaşi autor remarcă în distribuţia şi compoziţia nodulilor de Fe-Mn următoarele şiruri de faciesuri : de apă puţin adîncă aproape de gurile cîmpiilor cu noduli (în noroiuri) ; — de apă puţin adîncă cu noduli sub formă de alice (în gresii) ; — cruste (pe substanţe solide) ; — de cîmpie adîncă — noduli marini (în nămoluri) ; — noduli rotunjiţi de ocean adînc (nămoluri pelagice). De reţinut că nămolurile carbonat-manganoase (rodocrozit) din bazinele Mării Baltice (3—7% Mn) sînt considerate prototip pentru minereurile manganoase oligocen inferioare din sudul Platformei Ruse. În modelul de acumulare şi transformare a sedimentelor manganoase, Emelianov [133] distinge cinci stadii : primele două stadii sînt caracteristice Mării Baltice, stadiul cinci corespunde zăcămîntului Nicopol, iar stadiile trei şi patru sînt teoretice.

În partea de vest şi sud a unor regiuni din Oceanul Indian (Korsakov et al., [227] nodulii de Mn sînt bogaţi în Fe şi Co. Contrar, unele regiuni din estul acestui ocean arată conţinuturi mari în Cu şi Ni. În vest sînt prezente relictele unei cruste continentale, estul reprezentînd depresiuni oceanice. În depresiuni conţinuturile cele mai mari de Mn, Ni şi Cu apar la nodulii formaţi pe mîlurile silicioase radiolaritice bogate în metale ale Depresiunii central indiene, în timp ce munţii submarini şi pantele depresiunilor cuprind noduli bogaţi în Fe şi Co şi săraci în Mn, Ni şi Cu. Tot Korsakov et al. [227] susţin că variaţiile regionale ale compoziţiei nodulilor de mangan din Oceanul Indian depind de vecinătatea cu continentele, de aflorimentele de roci vulcanice ale ridge-urilor oceanice şi de zonele de fracturi profunde.

Cruste hidrotermale bogate în Mn au fost întîlnite în diverse sectoare din partea de nord a Oc. Atlantic şi sistemul de ridge-uri est-pacific. Ele cuprind birnessit, todorokit şi pirolusit. Crustele similare, dar bogate în fier, conţin goethit şi nontronit.

Un număr însemnat de iviri cu noduli manganoşi fosili sînt interpretate ca fiind formate în condiţii similare cu cele din medii oceanice [209]. Dintre acestea menţionăm argilele roşii cretacice din olistostromele miocene (Timor) care conţin noduli feromanganoşi formaţi probabil în cîmpii abisale şi nodulii manganoşi de deasupra lavelor tholeiitice din Peninsula Olimpica, Washington, formaţi probabil într-o regiune de munţi submarini.

4.3.2. SEDIMENTE BOGATE ÎN SULFURI

Activitatea hidrotermală de intensitate ridicată din centrele de expansiune determină formarea unor zăcăminte bogate în special în sulfuri [128]. O asemenea activitate a fost recunoscută în dorsala est-pa-

cifică, 21° N [138, 129] și 13° S [361], Bazinul Guyamas, Golful California [366], ridge-urile Galapagos și Juan de Fuca [301], Marea Roșie [283, 361], dorsală medioatlantică [346], Marea Salton [279, 96], dorsala Oceanului Indian, 16° S, etc.

Sedimentele metalifere ale ridge-urilor sînt alcătuite din produse de oxidare rezultate din amestecul fluidelor hidrotermale de temperatură mare (350°C) cu apa de mare [128]. Elementele care formează sulfuri insolubile precipită imediat ca mici granule („black smoke"). Elementele solubile ca Mn migrează flotînd în panașul fumuriu. Ele sînt fie oxidate în apa mării, fie că formează noi particule metalifere. Panașul amintit ridicat pînă la cîteva sute de metri deasupra ridge-ului se împrăștie prin circulația apei de adîncime medie. Particulele minerale sînt de regulă răspîndite de-a lungul axei cîmpului emițător de fluide hidrotermale, iar depunerea lor este dependentă de distanța față de acesta. În tot timpul transportului particulele minerale sînt supuse unor procese de oxidare-reducere determinate de condițiile mediului ambiant. Aceste condiții nu afectează sulfurile și oxizii puternic insolubili. De fapt soluțiile hidrotermale sînt de 50 000 ori mai bogate în particule minerale decît apa mării. Compoziția izotopică a produselor rezultate arată formarea lor din mediu marin. Aportul de fluide hidrotermale în axele ridge-urilor este atît de mare încît zăcămintele masive de tip Cipru par a reprezenta numai cîteva procente [128]. Cuprul și alte elemente din sistemele hidrotermale sînt repede fixate ca sulfuri în sedimentele ridge-urilor medio-oceanice. Totul depinde însă de timpul de funcționare a sistemului hidrotermal și de distrugerea acestuia care poate fi scurtă, raportată în termeni geologici.

În dorsala est-pacifică 21°N activitatea se manifestă prin descărcări de emisiuni în mediu marin a unor fluide calde (370°C maximum) foarte mineralizate. Ele precipită la contactul cu apa mării și sînt de două tipuri : albe și negre. Emisiunile negre reprezintă descărcări care la intrarea în apa mării dau „nori" constituiți din particule de pirotină. Probele provenite din orificiile columnare cuprind sulfuri superficial alterate și transformate în ocruri cu oxizi de fier. Aceste depuneri sînt foarte bogate în Zn (25%), Fe (20—40%) și Cu (2—6%); alte metale ca Co, Pb, Ag și Cd sînt prezente în cantități subordonate. Emisiunile albe conțin puține sulfuri, iar prin amestec cu apa mării dau acumulări de baritină.

Minereul din dorsala est-pacifică 21° N cuprinde aproape 50 de minerale. Pentru cuplurile pirită-sfalerit și pirită-calcopirită temperaturile de formare variază între 280—400°C și respectiv 400—590°C. Condițiile de cristalizare pentru paragenezele de temperatură înaltă (calcopirotină, calcopirită, pirotină, wurtzit) sînt încă insuficient cunoscute [138].

Bazinul Guaymas, Golful Californiei (v. fig. 4.5), cuprinde mai multe acumulări sub formă de movile bogate în sulfuri de Cu, Zn și Fe, împrăștiate într-o arie de peste 7 km lungime și 2 km lățime [366]. În acest golf se cunosc mai multe centre de expansiune aliniate unor falii trans-

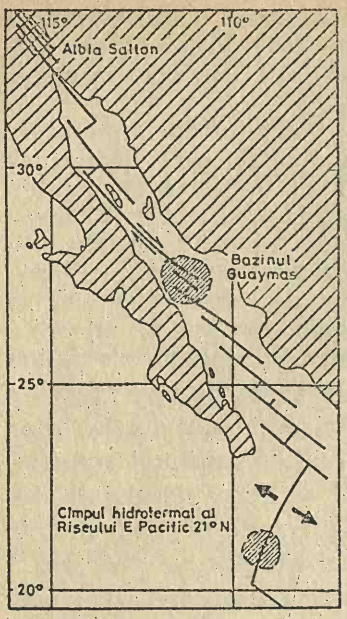

Fig. 4.5. Poziția (cercuri întrerupte) activității hidrotermale și a depunerilor de sulfuri în Bazinul Guaymas (cca 2 000 m adîncime) din Golful California și Rise-ul Pacificului de est [261] (cu modificări).

formante cu dispunere „en echelon" (fig. 4.5). Rata pronunțată de sedimentare din bazin face ca sulfurile să fie prinse în stiva sedimentelor situate deasupra crustei oceanice. După Scott et al. [366], zăcămintele de Zn—Cu de tip Besshi s-au format în asemenea condiții.

Activitatea hidrotermală recent descoperită în ridge-urile Galapagos și Juan de Fuca [301, 128] se remarcă prin acumulări de sedimnte bogate în Cu, respectiv Zn, cu grosimi de cîțiva metri. Tot aici se cunosc diseminări de sulfuri în bazalte.

Circulații active de saramuri metalifere și precipitări recente sub formă de strate de sulfuri economic interesante sînt cunoscute și în părțile axiale ale Mării Roșii [111, 96, 31]. Depresiunea Mării Roșii s-a format prin separarea începînd cu Terțiarul inferior a blocului arab de blocul african [96]. Procesul de formare a început prin apariția seriilor de fracturi orientate N-S și a depresiunilor morfotectonice. În perioada Oligocen superior — Miocen inferior depresiunea de extensie continentală creată, de tip „rift valley", forma un lac cu depuneri de sedimente lacustre. Simultan, vulcanismul bimodal a produs în interiorul riftului piroclastite și curgeri de lave bazice și acide. Continuarea procesului de extensie a crustei este marcată de apariția dyke-urilor și complexelor intrusive subvulcanice în fundamentul precambrian și a vulcanitelor de platouri în flancurile depresiunii Mării Roșii (Arabia Saudită, Yemen și Etiopia). Prima invazie a apei de mare în depresiune este asociată cu deplasările de vîrstă miocenă din riftul Mării Moarte. În tot Miocenul un regim susținut de subsidență determină formarea în depresiune a unei pături groase de evaporite. Expansiunea sigură a fundului mării începe în Pliocen (2—5 m.a.) și continuă pînă în prezent. Ea se face simțită în partea axială îngustă a depresiunii unde apare crusta oceanică. Aceste depozite sînt constituite din sulfuri, manganosiderit, manganit, goethit, Fe-montmorillonit. Stratele cu sulfuri cuprind pirită, calcopirită, sfalerit. Ele au peste cîțiva km lungime și cîțiva m grosime. Saramura bogată în metale se află în interstițiile noroiurilor. Noroiul uscat cuprinde probabil 100—250 mil. tone minereu cu peste 5% Zn, 1% Cu și puțin Au și Ag.

Sedimentele metalifere din dorsala medio-atlantică au rezultat prin spălarea de către apa mării coborîtă la cîțiva km adîncime, cel puțin pînă la baza stratului de gabbrouri cumulate și posibil chiar pînă la partea superioară a ultrabazitelor [257], a bazaltelor holocristaline. Procesul de spălare este amplificat de prezența apelor termale din zona dorsalei. Conținutul în metale al acestor ape precipită în zonele de descăr-

care de pe fundul mării. În același timp bazaltele alterate și metamorfozate se îmbogățesc în H_2O, K, Na, Ca și CO_2. Keays și Scott [217] susțin îndepărtarea aurului și argintului prin interacțiune la temperatură înaltă în fazele timpurii de cristalizare a pillow-lavelor cu apa mării. Metalele prețioase sînt preluate parțial de fluidele hidrotermale convective și depuse alături de alte sulfuri pe fundul mărilor.

Mineralizațiile hidrotermale din ridge-urile oceanice cu expansiune înceată din Oceanul Atlantic și Oceanul Indian sînt considerate produse ale unei activități hidrotermale multistadiale de temperatură înaltă și joasă, controlată de cicluri vulcanice intrusiv-extrusive cu o periodicitate de 10^3 ani [247]. O asemenea afirmație are în vedere observațiile sistematice privind ciclul hidrotermal de mineralizare, efectuate pe cca 1 800 km lungime de-a lungul ridge-ului medio-atlantic între latitudinile 10° și 27° N din centrul Atlanticului de nord și creasta ridge-ului Carlsberg, între 5°21′ S și 10° N în NV Oceanului Indian. Cele două ridge-uri oceanice cu rată mică de expansiune (1/2 rata $\leqslant$ 2 cm/an) investigate arată o structură liniară de rift valley alternînd cu falii transformante ridge-ridge. În aceste arii zăcămintele minerale hidrotermale sînt rezultatul unei activități hidrotermale intense situată în zone cu gradienți termici anomali și permeabilitate ridicată din segmentul ridge-urilor. Asemenea arii se caracterizează prin pereți liniari paraleli cu rift valley care reprezintă falii profunde responsabile de o activitate hidrotermală îndelungată din care rezultă : 1) depuneri de diseminare, stockwork-uri și masive de sulfuri pe suprafața fundului marin, consecință a amestecului soluțiilor hidrotermale de temperatură ridicată cu apa mării ; 2) depuneri de oxizi de Fe-Mn și silicați sub formă de corpuri stratificate situate la limita bazalte/apă de mare ; 3) depuneri rezultate din precipitarea particulelor de hidroxizi ferici din soluții cu temperatură scăzută și sărace în metale. Rona [247] mai remarcă faptul că zăcămintele de Cu-Fe (stockwork, diseminare) observate în zonele de fractură Vema și Romanche (ridge-ul medio-atlantic) și Viteaz (ridge-ul Carlsberg) sînt situate la intersecția rift valley-ului cu faliile transformante ridge-ridge, unde nu sînt condiții adecvate formării de sulfuri masive.

Sistemul geotermal din Marea Salton reprezintă o sursă potențială de energie geotermală din sudul Californiei. În această zonă sistemul geotermal localizat într-un segment de rift activ cuprinde fluide de origine meteorică, încălzite la o temperatură de 360°C, cu salinitate ridicată (35% săruri dizolvate) și cu conținuturi de metale (1 400 ppm Mn, 2 290 ppm Fe, 102 ppm Pb, 540 ppm Cu și 9,8 ppm Ag).

Silicea depusă pe pereții crăpăturilor din zonele de descărcare a fluidelor conține minerale de cupru și alte minerale caracterizate prin raporturi ridicate metal/sulf. Sursa metalelor o reprezintă formațiunile pelitice apropiate de suprafață, alterate hidrotermal și transformate în faciesul șisturilor verzi.

4.3.3. ȘISTURI CARBONATICE PELAGICE BOGATE ÎN METALE

Unii autori susțin prezența în porțiunile adînci ale fundului oceanului a unor noroiuri pelagice bogate în metale. Formarea acestora este asociată perioadelor în care apele oceanului mondial au fost mai puțin

oxigenate [209]. Asemenea sedimente, în prezent neimportante economic, se cunosc în Scoția unde alcătuiesc Glenkiln Shales de vîrstă ordoviciană. Ele se conservă în prisma acreționară paleozoic inferioară sau în arcul extern din Southern Uplands din Scoția [283].

4.3.4. ZĂCĂMINTE STRATIFORME DE PIRITĂ-Cu, TIP CIPRU

Zăcămintele de tip Cipru sînt localizate de regulă la limita dintre lavele superioare și inferioare. Ele conțin Cu > Zn. Geochimic lavele se caracterizează prin conținuturi scăzute de elemente litofile [317].

Pillow-lavele unor secvențe ofiolitice sînt acoperite sau conțin în partea superioară intercalații de corpuri lenticulare constituite din pirită, calcopirită, subordonat, sfalerit, galenă, mai rar aur și argint. Asemenea zăcăminte se cunosc în complexe ofiolitice de vîrste diferite : Precambrian în România (Altîn Tepe), U.R.S.S. (Uralii Polari, Karelia, Nord Tian-Shan), Suedia, Norvegia, S.U.A., Canada, Australia, etc. ; Paleozoic în Norvegia, U.R.S.S. (Urali, Caucaz), China, S.U.A. (Appalași), Canada (New-foundland) etc ; Mezozoic în Italia, Albania, Grecia, Cipru, Turcia, România (Baia de Aramă), Iran (Zagros Ranges), U.R.S.S. (Caucaz), Filipine (sud-vest Luzon) etc. Zăcămintele tipice se cunosc în Cipru.

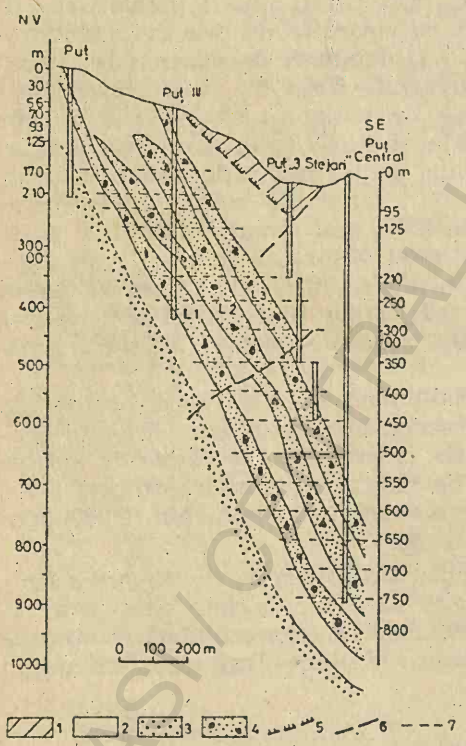

Fig. 4.6. Secțiune geologică prin zăcămîntul Altîn Tepe [39] :

1 — seria șisturilor verzi. Seria de Altîn Tepe : 2 — partea superioară ; 3 — partea inferioară ; 4 — lentile de minereu (L_1, L_2, L_3) ; 5 — linie de încălecare ; 6 — falie ; 7 — nivele de exploatare.

4.3.4.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Zăcăminte și mineralizații precambriene de tip Cipru se cunosc în Tian-Shanul de nord, Uralii Polari din U.R.S.S., Suedia, Norvegia, Canada, Australia, Venezuela, România etc. Toate aceste acumulări sînt asociate unor secvențe ofiolitice de regulă transformate postmetamorfic. Dintre numeroasele zăcăminte cunoscute prezentăm pe cel de la Altîn Tepe, România și zăcămintele din Venezuela.

Zăcămîntul Altîn Tepe, România [288, 39]. Este situat în complexul superior puternic retromorfozat (At_2) al seriei de Altîn Tepe (fig. 4.6). Această serie precambrian superioară (1 600—850 m.a.), metamorfozată în faciesul amfibolitic, cuprinde două

unități litostratigrafice : a) unitatea inferioară de cca 2 500 m grosime, alcătuită din gnaise, amfibolite, cuarțite micacee, metagabbrouri, metabazalte etc. și b) unitatea superioară de cca 150—200 m grosime, puternic retromorfozată, formată din șisturi cuarțo-feldspatice cu clorit±sericit cu intercalații de șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit±granat, șisturi cuarțitice sericito-cloritoase și șisturi amfibolitice în partea inferioară (80—100 m) și șisturi cuarțitice cloritoase-sericitoase, șisturi albitice-cloritoase cu intercalații subțiri de cuarțite, șisturi cuarțo-feldspatice și șisturi amfibolice (metatufuri) în partea superioară (70—100 m). Mineralizația de pirită-Cu(Zn) se află situată în această ultimă parte a unității superioare. Șisturile de Altîn Tepe suportă după o importantă linie de fractură formațiunile seriei de șisturi verzi (800—575 m.a.).

Două tipuri de minereuri sînt cunoscute în zăcămîntul Altîn Tepe : 1) minereu masiv lentiliform, alcătuit din sulfuri și oxizi de fier, asociat cu șisturi cuarțifice sericitoase-cloritoase, șisturi cuarțo-albitice-epidotice± ±baritină, șisturi sericitoase și alte tipuri de roci și 2) minereu de diseminare format din sulfuri situate în șisturile cuarțitice-sericitoase și șisturile cuarțitice-cloritice±albit din interiorul sau din haloul inițial silicifiat al lentilelor de minereu masiv.

Minereul masiv reprezintă patru lentile (nr. 1—4) în partea superioară a zăcămîntului și trei (nr. 1—3) în adîncime (fig. 4.6). Lentilele de minereu cu dispunere „en echelon" sînt subverticale, au lungimi de 30—80 m și lățimi de 2—18 m. Ele sînt alcătuite dintr-o alternanță deasă de benzi constituite din sulfuri (pirită, calcopirită, sfalerit±galenă etc.) sărace în baritină, iar altele sînt predominant formate din magnetit și baritină. Haloul lentilelor reprezintă roci metavulcanice.

Minereul de diseminare este lipsit de oxizi de fier. El conține în special pirită și cu totul subordonat calcopirită, sfalerit și galenă.

Ambele tipuri de minereu au suferit un metamorfism de tip pro- și retrograd [39].

Venezuela. Pe coasta de vest a statului Yracury — Coasta Cordillera se cunosc numeroase zăcăminte stratiforme de sulfuri masive de Cu—Fe, asociate cu o secvență groasă de sedimente și roci metavulcanice de vîrstă probabil precambriană [345].

Fundamentul regiunii cuprinde granite și gnaise acoperite de o secvență constituită din eclogite, amfibolite, calcare și șisturi cuarțitice în partea inferioară (Formațiunea de Nirgua) și de șisturi grafitoase, șisturi calcaroase, serpentine și un complex de amfibolite în partea superioară (Formațiunea de Aroa). Întreaga regiune a suferit o puternică fracturare după falii N—S și cutare izoclinală însoțită de formarea unor blocuri tectonice mari.

Majoritatea zăcămintelor de sulfuri masive de Cu—Fe sînt asociate cu amfibolitele și calcarele formațiunii de Aroa. Corpurile de minereu au grosimi ce variază între 3 și 30 m și lungimi de peste 300 m. O slabă alterare hidrotermală cu formarea de cuarț, sericit, clorit și zoizit, însoțește corpurile de minereu care adesea sînt îmbrăcate într-un halou de diseminare. Minereul este alcătuit din pirită (80%) și calcopirită (20%). În unele arii, dar subordonat, apar galenă și sfalerit. Mineralizația este considerată de origine vulcanică.

Zăcăminte de tip Cipru, de vîrstă paleozoică, se cunosc în Ural, Tian-Șanul Sudic, Australia, Canada, Peninsula Scandinavă, etc.

New South Wales, Australia. Zăcăminte tipice de sulfuri masive de tip Cipru în New South Wales se cunosc în stratele Honeysuckle, Girilambone și Woolomin — resturi de crustă oceanică în trench-uri de vîrstă paleozoică (Scheibner, 1974, în [452]).

Stratele Honeysuckle și Girilambone alcătuiesc Lanchlan Fold Belt în care se cunosc zăcămintele Tumut, Snowball, Tottenham și Girilambone.

Ivirile mineralizate din aria Tumut și Snowball apar în interiorul unor metabazalte tholeiitice de vîrstă silurian inferioară (Stratele Honeysuckle). Ele reprezintă corpuri tabulare-lenticulare de mineralizații masive și diseminate, mineralul predominant fiind pirita, iar subordonat calcopirita, sfaleritul și alte sulfuri. Mineralizațiile de sulfuri arată stratificări locale, benzile bogate de pirită alternînd cu altele constituite din albit, epidot, actinolit și clorit.

Zăcămintele Tottenham și Girilambone sînt situate în Stratele Girilambone (Cambrian) — o secvență nediferențiată de metasedimente și vulcanite cu o largă dezvoltare (360/120 km) în partea centrală a New South Wales. Secvența inițial constituită din sedimente silicioase și vulcanite este în prezent alcătuită din filite, șisturi cuarț-micacee, cuarțite, metagreywacke, metabazalte și cuarțite cu magnetit. Intruziuni vechi de serpentinite, peridotite și dunite sînt de asemenea prezente. Ivirile mineralizate domină districtele Tottenham și Girilambone-Hermidale. La Tottenham stratele de sulfuri masive (pirită cupriferă) alcătuiesc trei orizonturi distincte cu grosimi între 0,9—1,5 m și forme tabulare și apar deasupra unei benzi de șisturi „bazice" (lave bazaltice alterate). Stratele de sulfuri de regulă masive, mai rar diseminate, sînt alcătuite din pirită, subordonat calcopirită, puțin sfalerit și alte sulfuri.

În regiunea Girilambone-Hermidale, mineralizațiile cuprifere sînt situate în șisturi fin-grăunțoase și cuarțite, asociate cu sau în imediata apropiere a unor metavulcanite și piroclastite. Stratele de minereu constituite din pirită, puțină calcopirită și sfalerit și accidental pirotină, alternează cu strate de cuarțite de culoare rozalie.

Stratele Woolomin aparțin centurii New England Fold. Ele ocupă partea marginală, vestică și sud-vestică a centurii amintite. Acestea, împreună cu stratele Myra, alcătuiesc o secvență constituită din argilite, siltite, greywacke, jaspuri, chert-uri și lave bazaltice alterate de vîrstă silurian-devoniană. Stratele de Woolomin, cu o lungime de peste 230 km, cuprind numeroase iviri de pirită de formă lenticulară, concordante cu clivajul și stratificația rocilor-gazdă, jaspuri și bazalte alterate. Minereul piritos fin diseminat prezintă o stratificare mineralogică primară. Dintre celelalte sulfuri, calcopirita (5—10%) și sfaleritul sînt mai importante. Zăcămintele cunoscute sînt mici, adică pînă la 25 000 t minereu (mina Gulf).

Newfoundland, Canada. În Canada se cunosc numeroase zăcăminte de tip Cipru. Ele sînt situate în rocile ofiolitice de vîrstă paleozoic inferioară ale Centurii centrale mobile din partea central-nordică a Newfoundlandului și sud-estul Quebecului (fig. 4.7a). Mineralizațiile cuprind pirită-calcopirită și apar la limita dintre sheeted-dyke și pillow-lava (fig. 4.7b).

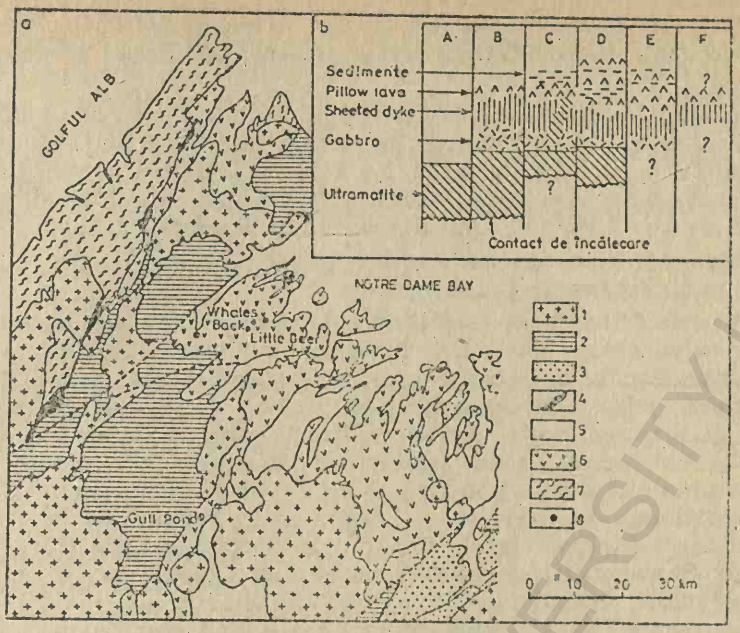

Fig. 4.7. Regiunea Notre Dame Bay, Newfoundland cu localizarea rocilor ultramafice (secvențe ofiolitice) și zăcămintele de sulfuri masive (a) (după Bachinski, 1977, în [146] și coloanele litostratigrafice de corelare a unor ofolite din Newfoundland (b) (după Upadhyay, Strong, 1973, în [146]) :

1 — granite, granodiorite, diorite ; 2 — roci vulcanice vechi și/sau siluriene ; 3 — roci sedimentare siluriene ; 4 — roci ultrabazice ; 5 — roci sedimentare ordoviciene ; 6 — roci vulcanice ordoviciene ; 7 — roci metamorfice (Paleozoic și/sau Precambrian) ; 8 — zăcământ ; A — Hare Bay ; B — Bay of Islands ; C — Mings Bight ; D — Betts Cove ; E — Pilleys Island ; F — Moretons Harbour.

Principalele zăcăminte Betts Cove, Tilt Cove, Whalesback și Little Bay [146] au cîteva milioane de tone rezerve cu 0,5—10% Cu.

Între Betts Cove și Tilt Cove, pe o lungime de cca 15 km, este cunoscut Snooks Arm Grup de vîrstă ordovician inferioară, alcătuit din bază spre partea superioară din : 1) piroxenite, harzburgite și dunite cu cumulate reprezentate printr-o zonă complexă de tranziție de piroxenite și gabbrouri interstratificate, care spre acoperiș trec gradat într-un sheeted-dyke complex și 2) o secvență de pillow-lava cu intercalații de tufuri și cherturi roșii acoperite de roci sedimentare (fig. 4.7b). Mineralizațiile alcătuiesc, în general, fie lentile masive interstratificate în lavele bazaltice, fie diseminări în acestea. Zăcămintele masive și stratificate arată ritmicitatea formării stratelor sedimentare bogate în pirită și calcopirită sau sfalerit, date de repetatele precipitări ale minereului. Corpul cel mai mare de minereu din regiunea Betts Cove se află într-o zonă de falie cu roci intens cloritizate și cu numeroase fisuri umplute cu pirită, calcopirită, subordonat sfalerit.

Zăcămîntul Tilt Cove are 6,8 mil tone minereu cu 3% Cu. Un alt zăcămînt, Whalesback, situat în partea superioară a unei secvențe ofioli-

tice, reprezintă fisuri cu depuneri masive și diseminări de pirită-calcopirită concordante între tufuri și brecii puternic deformate și tectonic deplasate.

Caledonidele scandinave. Zăcămintele de sulfuri masive se află într-o serie de pînze allohtone puternic deformate care se extind, cu unele întreruperi, pe o lungime de peste 1 500 km și 240 km lățime, în partea de vest a Scandinaviei [146]. Pînzele cuprind roci vulcanice și sedimentare de vîrstă ordoviciană, bine dezvoltate în Norvegia și Suedia.

În secvențe ofiolitice se situează unele zăcăminte din districtele Trondheim și Hardanger din Norvegia.

Districtul Trondheim cuprinde cele mai importante zăcăminte de sulfuri masive din regiunea Caledonidelor scandinave. Zăcămintele alcătuiesc strate situate în patru unități litostratigrafice : 1) grupul Gula de vîrstă precambrian superior-cambriană, alcătuit în general din roci sedimentare cu intercalații mici de roci mafice ; 2) grupul Storen și 3) Fundsjo constituite din bazalte și roci sedimentare cu intercalații minore de produse ale unui vulcanism bimodal, toate de vîrstă ordovician inferioară, și 4) formațiunea de Rosjo cu roci sedimentare atribuite Ordovicianului mediu și superior. Zăcămintele sînt situate în grupele Gula (tipul Kvikne și Budal), Storen (tip Lokken) cu zăcămîntul Lokken — cel mai mare din Caledonidele Scandinave, constituit din pillow-lava mafice, pillow-breccia și roci mafice vulcano-sedimentare și Fundsjo Group.

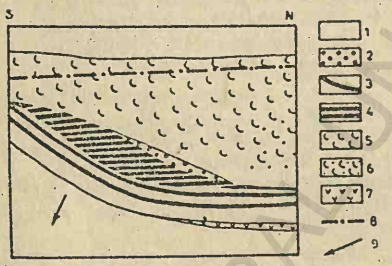

Fig. 4.8. Secțiune geologică generalizată prin zăcămîntul Loken, Norvegia (după Gramelveitt, 1979, în [146] :
1 — șisturi verzi — subgrupul superior ; 2 — sedimente vulcanoclastice ; 3 — „vasakis" ; 4 — sulfuri masive ; 5 — șisturi verzi cu diseminări de pirită ; 6 — șisturi verzi cu diseminări de pirită și magnetit ; 7 — metagabbrouri ; 8 — falie ; 9 — direcție de înținerire.

Zăcămîntul LØkken (fig. 4.8) se află într-o secvență alcătuită din pillow-lava și bazalte masive asociate cu roci piroclastice și epiclastice. În partea inferioară a secvenței sînt sill-uri de gabbrouri, iar deasupra jaspuri, un chert negru cu sulfuri (Vasskis), epiclastite și intercalații subțiri de roci sedimentare. Chertul, gros de 0,5—2 m, cupinde intecalații subțiri de roci cu cuarț, magnetit și stilpnomelan, interstratificate cu strate de pirită. Minereul cuprinde pirită, calcopirită, pirotină și sfalerit. Rezerva : 25 mil. t cu 2,1% Cu, 1,9% Zn, 19 g/t Ag și 0,29 g/t Au.

4.3.4.3. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOICĂ

Centura ofiolitică de vîrstă mezozoică din zona de sutură tethiană cuprinde numeroase zăcăminte de tip Cipru. Cele mai importante se cunosc în Italia, Austria, Cipru, Grecia, Albania, Jugoslavia, România, Turcia, zonele Sevano-Alceron din U.R.S.S., Zagros Ranges din Iran, insula Balabac și Zambales Range din sud-vestul insulei Luzon, Filipine etc.

Italia. În partea de nord a Munților Apenini din Italia [137] se cunosc zăcăminte din sulfuri probabil de tip Cipru, asociate genetic cu secvențe ofiolitice. Mineralizațiile sînt de trei tipuri : masive de formă lenticulară constituite în special din pirită, subordonat calcopirită ; de diseminare reprezentate prin aglomerări de pirită și calcopirită în curgerile de bazalte ; stockwork-uri alcătuite îndeosebi din pirită, calcopirită și cuarț, subordonat sfalerit, marcasită, pirotină, mackinawit și magnetit. Asemenea mineralizații par a fi formate din sisteme hidrotermale situate sub fundul mării, similare celor generatoare de sedimente metalifere descrise de Spooner et al. [388]. Alterările regionale asociate pillow-lavelor ofiolitice în regiunile cu zăcăminte au fost descrise de Spooner și Fyfe [387].

Austria. Secvențele ofiolitice din Alpii austrieci alcătuiesc așa-numita „serie de calcșisturi cu roci verzi" (schistes lustrés, Grünschiefer), constituită din metavulcanite, metatufite, serpentinite, șisturi micacee calcaroase, filite, rar marmure [112]. Minereul de pirită se află în șisturi verzi fin stratificate, constant acoperite de șisturi micacee calcaroase cu intercalații de filite negre. Mineralizația cuprinde din culcuș spre acoperiș : 0,80 m cuarț și pirită, urmată de 0,5—2,0 m minereu de pirită cu calcopirită și sfalerit (Au, Mo, Pb) într-o matrice de cuarț-clorit. În zăcămintele cunoscute o asemenea secvență mineralizată se poate repeta de cel puțin trei ori, intercalațiile reprezentînd șisturi verzi. După Derkmann și Klemm [112] valorile ridicate de Cr în minereu (> 300 ppm) indică o mineralizație ascendentă sinsedimentară, iar lipsa Mn și a îmbogățirilor de silice din strate ar putea exclude geneza postvulcanică a minereului.

Cipru. În Cipru peste 90 de zăcăminte de sulfuri masive sînt genetic asociate cu complexul ofiolitic Troodos. Acest complex reprezintă o secvență de roci bazice și ultrabazice de vîrstă cretacic superioară. Masivul are formă de dom alungit cu structură concentrică marcată de prezența în partea centrală a gabbrourilor și rocilor ultrabazice (complexul intruziv plutonic), a diabazelor (sheeted dyke complex) și a pillow-lavelor la periferie (fig. 4.9). Numeroase fracturi de direcție N—S și E—V secționează masivul. Bazaltele inferioare, diabazele și gabbrourile au suferit un metamorfism de grad scăzut-mediu, dat de circulația apelor calde de mare. Acest metamorfism este similar cu cel de tip hidrotermal întîlnit în ridge-urile oceanice.

Zăcămintele de sulfuri masive alcătuiesc corpuri neregulate alungite, cu grosimi de 1—10 m, situate în special la contactul dintre pillow-lavele inferioare și superioare, mai rar în interiorul lavelor sau la partea superioară a grupului bazal (fig. 4.9). După Searle [367], zăcămintele prezintă o zonalitate verticală marcată de prezența a trei zone distincte : zona 1 cu sulfuri, ocru de fier și sedimente silicioase în partea superioară ; zona 2 cu sulfuri masive formate la limita dintre apa mării și lave (S = 30—45%) ; zona 3, în bază, reprezentată de acumulări de tip stockwork, fisuri și diseminări în bazalte. Zăcămintele tipice reprezintă depuneri masive de pirită adesea asociată cu cantități variabile de marcasită, mai puțin calcopirită și sfalerit. Totul este depus între un orizont de ocru și o zonă de minereu silicios în bază. Ocrurile sînt intercalate cu chert-uri, material tufaceu și accidental calcare. Ele cuprind benzi sau fragmente de sulfuri și sînt îmbogățite în Cu și Zn [283]. Unii autori [104] consideră ocrurile ca produse rezultate prin spălare și oxidare submarină a minereurilor de sulfuri expuse eroziunii.

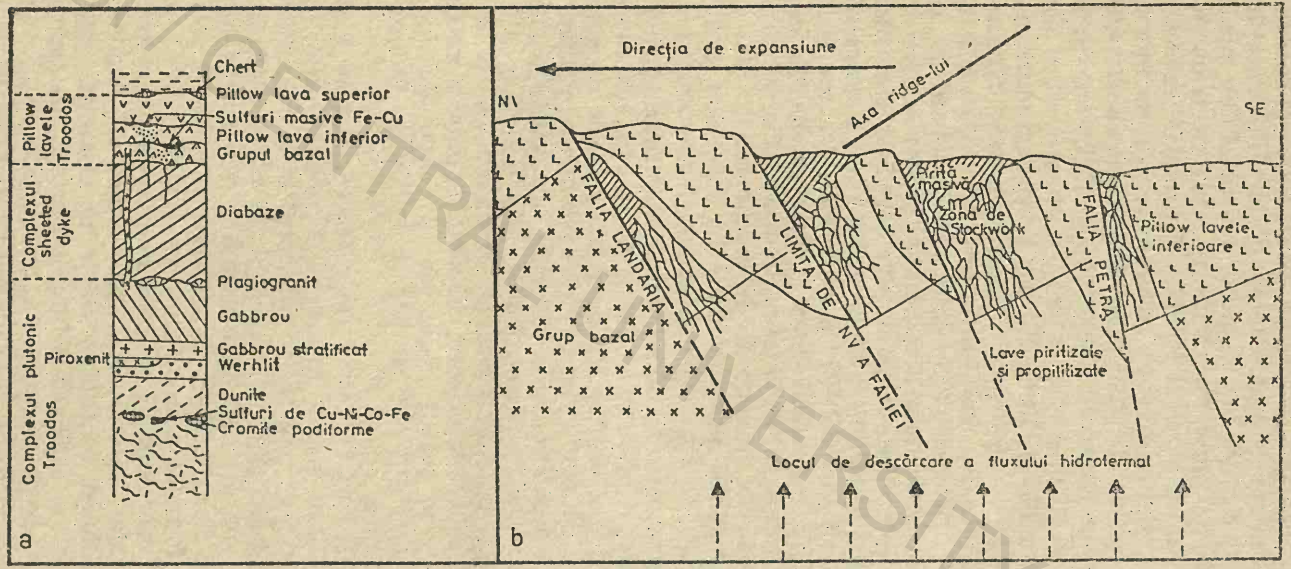

Fig. 4.9. Coloana litostratigrafică a ofiolitului Troodos (a) [368] și cadrul de formare al zăcămîntului Kalavasos ([1], cu modificări).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Minereul masiv tipic apare ca blocuri poroase de sulfuri de fier prinse într-o matrice de sulfuri. Acest aspect conglomeratic domină partea inferioară a corpurilor de minereu, unde a avut loc o intensă spălare a sulfurilor, determinată probabil de trecerea ultimelor fluide.

Dintre cele 90 de zăcăminte cunoscute în Cipru, numai șase au rezerve mai mari de 1 mil tone, Mavrouni — cel mai mare — avînd 15 mil. tone. Este de reținut însă că foarte multe zăcăminte, de exemplu Kalavasos [1], sînt grupate în arii restrînse (fig. 4.9 b). Conținuturile minereurilor variază în limite largi : 0,2% în zăcămintele exploatate pentru pirită (Mathiati) și 0,4—6% Cu și pînă la 10% Zn în zăcămintele de pirită — Cu(Zn). Aur se cunoaște în zăcămintele Miridia (2 g/t) și Limni (1 g/t).

Studii chimice, izotopice (O, H, S, Sr) și cele referitoare la incluziunile fluide au arătat că apa de mare este sursa fluidelor mineralizate [181]. Metalele provin din rocile vulcanice străbătute de apă. Prin spălare ele intră în sistemul convectiv hidrotermal. Temperatura soluțiilor în partea inferioară a zăcămintelor (zona 3), dedusă din datele despre incluziunile fluide din cuarț, a fost de cca 350°C. Salinitatea fluidelor este apropiată apei de mare.

Grecia. Zăcăminte mici și iviri de pirită-Cu, posibil de tip Cipru, se cunosc în numeroase arii din părțile estică și centrală ale Greciei. Aceste zăcăminte sînt asociate cu diabaze și bazalte de vîrstă mezozoică. Principalul mineral de cupru este calcopirita, dar și alte sulfuri comune de cupru sînt prezente. Zonele de oxidare a minereului conțin cupru nativ.

Dintre zăcămintele și ivirile de cupru cunoscute menționăm pe cele de la Pella, Othrys, Hermioni și Krokeas.

La Pella, se cunosc filoane și diseminări de pirită-Cu în roci diabazice. Rezervele existente sînt de cîteva sute de mii de tone minereu de cupru, uneori cu conținuturi mai mari de 2% Cu. Tot în diabaze, mai rar în tufuri, se situează și corpurile de minereu de pirită-Cu(±Ni) de la Othrys din partea central-estică a Greciei. Aici, lîngă Ayos Theothores [271], există o mină cu 5% Cu.

Zăcămîntul de pirită de la Hermioni este situat în partea de est a Peloponezului. El este de dimensiuni reduse și se asociază cu iviri de diabaze. Minereul este constituit din pirită și calcopirită, subordonat sfalerit și galenă și apare ca benzi în șisturi și gresii (fig. 4.10) de la contactul cu diabaze. Compoziția medie a minereului este : 37% Fe, 47% S, > > 3% Cu și 18—20% g/t Se și Te.

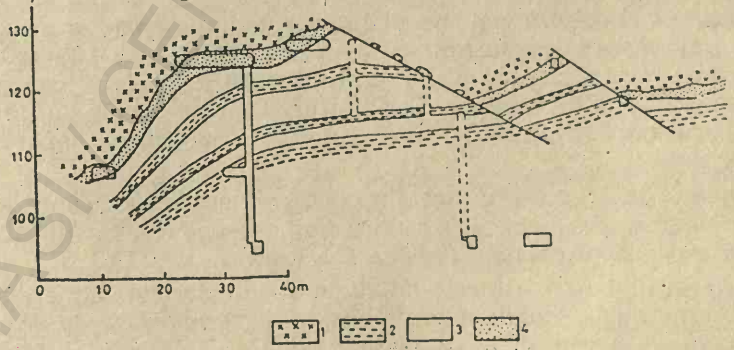

Fig. 4.10. Secțiune geologică prin zăcămîntul Hermioni, estul Peloponesului [271]:
1 — diabaz; 2 — șisturi cenușii albicioase; 3 — șisturi roșii calcaroase; 4 — zăcămîntul de pirită.

Albania. Complexele ofiolitice mezozoice (Triasic-Jurasic, [335]) din cipalele zăcăminte și iviri se află situate în zona Mirdița. Minereul de tip pirită-cupru, de origine vulcano-sedimentară, este asociat genetic cu ciclul magmatic de vîrstă triasic inferioară și medie. El este situat într-o secvență alcătuită din efuziuni bazice (diabaze) și roci sedimentare metamorfozate în faciesul șisturilor verzi. Partea superioară a secvenței cuprinde calcare de vîrstă triasică-jurasică. Rocile sînt cutate N—S și E—W, iar faliile au direcție N—S.

Corpurile de minereu formează lentile de dimensiuni variate, frecvent situate în partea mediană a unei secvențe vulcano-sedimentare, la contactul dintre rocile efuzive cu șisturi argiloase hematitice silicioase. Ele sînt dispuse concordant cu structura geologică și sînt caracterizate de o ușoară alterare hidrotermală a rocilor din jur și de o fracturare post-mineralizație. Zăcămîntul tipic este cel de la Gjegjan.

Principalele minerale din minereu sînt pirita, calcopirita și hematitul ; rar apar magnetit și sfalerit. Ganga este constituită din cuarț, clorit și sericit. Zona oxidată cuprinde calcozină, covelină și hidroxizi de fier. Textura minereului este masivă, brecioasă și reticulară.

Geneza zăcămintelor de pirită-Cu de vîrstă mezozoică din Albania este discutabilă. Unii autori consideră că acest tip de zăcăminte s-a format în condiții submarine de mare relativ adîncă, ca rezultat al unor procese combinate de sedimentare și activitate vulcanică submarină. Alții presupun că asemenea zăcăminte au o sursă hidrotermală ce rezultă din substituția rocilor efuzive și a șisturilor argiloase de către soluțiile hidrotermale posibil asociate unor intruziuni gabbro-peridotitice sau intermediar-acide de vîrstă post-triasic inferioară. Cu toate acestea, considerăm că cel puțin o parte din aceste mineralizații sînt de tip Cipru.

Jugoslavia. Numeroase zăcăminte de pirită-Cu de dimensiuni mici se cunosc în Jugoslavia. Ele sînt asociate cu formațiunea de diabaz-cherturi de vîrstă jurasic-cretacic inferioară, cunoscută în unele sectoare ale provinciei metalogenetice serbo-macedoniană [205]. Dintre cele mai cunoscute zăcăminte menționăm Lajkovača, Varine, Taorska și Rečia. Mineralizațiile sînt în special asociate cu diabaze brecifiate și hidrotermalizate (cloritizate, epidotizate, carbonatate și silicifiate). Minereul cuprinde calcopirită și pirită ; subordonat apar magnetit și musketovit, iar pirotina, sfaleritul și galena apar sporadic. În unele zăcăminte și iviri predomină pirotina asociată cu calcopirită și pentlandit.

Două tipuri de minereu sînt distincte : de impregnare și masiv. Minereul de impregnare are lungimi de 2—3 km și lățimi de 10—100 m. Asemenea zone impregnate cu pirită cuprind uneori lentile, filonașe și aglomerări stratiforme de minereu. Conținuturile în cupru variază între 0,02—0,5% ; local, cuprul atinge 1—15%. Rezervele de minerų depășesc cîteva milioane tone.

Minereul masiv este format din pirită, subordonat calcopirită. Corpurile de minereu, de forme lenticulare sau neregulate, sînt de dimensiuni mici, dar au conținuturi mari (2—4% Cu, local 8—10% Cu).

Zăcămîntul Lajkovača este situat în vestul Serbiei. Mineralizația reprezintă zone de impregnare în diabaze hidrotermalizate de cca 1 200 m lungime, 20—150 m lățime, cu peste 0,5% Cu. Pe alocuri acestea conțin corpuri lenticulare, filoane și rețele de fisuri îmbogățite în Cu (6—8%). Conținutul mediu în cupru este de 1—2%. Conținutul de pirită este ridicat, iar aurul nu depășește 1 g/t. Rezerva estimată este $>$ 2 mil. t.

România, Baia de Aramă. Zăcămîntul de pirită-Cu de la Baia de Aramă este situat în ofiolitele pînzei de Severin [91, 88, 359]. Această pînză (Dacide externe) este situată între pînza getică (Dacide mediane) și unitatea danubiană (Dacide marginale). Ea încalecă formațiunile neocretacice ale unității danubiene și este încălecată de cristalinul getic [363]. Pînza de Severin este alcătuită din roci ofiolitice (bazalte, tufuri, peridotite, gabbrouri [91], și roci sedimentare reprezentate în special de flișul de Sinaia. Roci ofiolitice se găsesc și în wildflyschul senonian.

După Savu et al. [359] olistoplaca bazaltică de la Baia de Aramă în care se află și mineralizația de pirită-Cu reprezintă fragmente din crusta oceanului carpatic dezvoltat între placa moesică și placa transilvană. Prin închiderea oceanului, olistoplaca bazaltică, ca și alte olistolite de roci bazice și ultrabazice, au fost obduse și insedimentate într-o zonă cu regim de fosă (fosa de Severin), unde după aceiași autori se forma olistoplaca jurasică, ulterior anchimetamorfozată.

Mineralizația de pirită-Cu este situată după Savu et al. [359] în tufuri care la Cauna alcătuiesc două nivele pe verticală distanțate la 30—40 m ; spre nord acestea alcătuiesc un singur nivel. După Cioflica și Vlad [88] mineralizația se situează în bazalte. Ea îmbracă aspecte stratiform-lentiliforme, masive și de diseminare, filoniene și stockwork-uri. Principalele asociații de minerale din minereuri sînt : pirită, calcopirită ± sfalerit în minereul masiv, pirită ± calcopirită în minereul de tip diseminat și pirită, calcopirită, sfalerit, galenă, cuarț, calcit, epidot în minereul filoanelor și stockwork-urilor. Zonele de oxidare a minereului cuprind hidroxizi de fier, malachit, azurit, cupru nativ, gips etc.

Principalele mineralizații de pirită-Cu se cunosc în sectorul Cauna (0,24% Cu) ; spre sud-vest (valea Borloveanu) și nord-vest (dealul Ocna) acestea sînt mai puțin importante cantitativ și calitativ. Alte iviri cu mineralizații similare se cunosc pe pîraiele Măgura și Băroaia, afluenți de stînga ai văii Brebina.

Oman. Ofiolitul Semail din Oman de vîrstă cretacic superioară cuprinde, în ordinea erupțiilor, unitățile de Geotimes, Lasail și Alley [3]. Bazaltele afirice neveziculare ale primei unități acoperă roiul de sheeted dyke-uri. În zonele de descărcare a fluidelor ale sistemului convectiv hidrotermal, ele sînt metamorfozate în faciesul șisturilor verzi. Deasupra, unitatea Lasail, groasă de cca 1 km, este alcătuită din curgeri de bazalte, andezite și felsite. Bazaltele, ca și andezitele formează curgeri și dyke-uri asociate centrelor cu emisiuni acide. Dopurile centrelor cuprind trondhjemite, iar la periferie se află curgeri masive de felsite.

Unitatea de Alley cuprinde bazalte și riolite asociate unor centre mult mai numeroase dar de dimensiuni mai mici decît cele cunoscute în unitatea precedentă.

Privit sub aspect structural, ofiolitul de Semail reprezintă pînza de Semail formată în cursul coliziunii tethysiene. De notat că rocile ultimelor două unități s-au format ca urmare a unor erupții într-un lanț montan submarin, cu direcție N—S și extindere de 20—30 km.

Cele peste 150 iviri de sulfuri masive cunoscute sînt asociate în special cu centurile vulcanice din unitatea de Lasail. Ariile mineralizate sînt însoțite de intense alterări hidrotermale. Cel mai mare zăcămînt cunoscut — Jizi— are 12 mil. tone cu 2,4% Cu. Subliniem prezența ocrurilor feruginoase în secvența bazaltică din partea superioară a pînzei de Semail,

metamorfozată în faciesul șisturilor verzi. Aceleași roci situate deasupra, dar metamorfozate în faciesul zeolitic, cuprind acumulări feromanganoase.

4.3.5. ZĂCĂMINTE DE SULFURI DE Cu—Ni(±Co, Au, Pt)

Cu complexele ofiolitice bazice-ultrabazice de diverse vîrste sînt asociate genetic și mineralizații de Cu-Ni(Co, Au, Pt), azbest, magnezit și talc.

Mineralizațiile de Cu-Ni sînt de două tipuri : hipogene, formate în faza tîrzie, magmatică-hidrotermală și supergene, rezultate ca urmare a proceselor de alterare a masivelor ultrabazice în condiții de climat tropical. Primul tip de mineralizație apare sub formă de diseminări și lentile, foarte rar filoane. El cuprinde sulfuri de Cu și Ni și este asociat genetic în special cu corpuri de serpentinite ; frecvent minereul mai cuprinde Co, Au și elemente platinice. Acest tip de mineralizații de vîrste diferite este cunoscut în majoritatea regiunilor cu roci ofiolitice. De exemplu ele însoțesc ultrabazitele ofiolitice precambriene din Finlanda și România, și pe cele de vîrstă paleozoică din Norvegia, U.R.S.S. (Saian), România și mezozoice din zona mediteraneană, Peninsula Balcanică, Asia, America etc.

4.3.5.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Pentru mineralizațiile de această vîrstă se dau ca exemple centurile Katalahte și Ahlainen-Kylmäkoski din Finlanda și mineralizațiile din valea Vîlsan și valea Zîrnei (rîul Doamnei), România.

Mineralizațiile din centurile Katalahti și Ahlainen-Kylmäkoski, Finlanda. După Isokangas [196], formațiunile precambriene din Finlanda sînt grupate în două unități structurale majore : complexul pre-svecokarelian și centura svecokareliană. Partea estică a Finlandei este dominată de complexul pre-svecokarelian ; restul teritoriului aparține centurii orogenice svecokareliană. Această orogeneză raportată la teritoriul Finlandei a generat două zone diferit constituite, kareliană și svecofenină.

Cele mai importante iviri și zăcăminte de minereuri ale Finlandei sînt asociate cu metasedimentele și rocile plutonice svecokareliene. Peste 90% din aceste mineralizații, ca și rezervele de minereuri, se concentrează într-o centură de direcție NV—SE, cu o lățime de 40—150 km și 400 km lungime. Ea secționează Finlanda între lacul Ladoga la sud-est și Skellefte (Suedia) în nord-vest. În această centură, denumită Main Sulphide Ore Belt, alcătuită din formațiuni de vîrstă precambrian superioară, se află alături de districtul cuprifer nord Karelia și centura de minereu Vihanti-Pyhasalmi, și centura de nichel Kotalahti ; ultimele două centuri sînt situate la limita dintre șisturile scecofennide și kareliene. Șisturile celor două centuri reprezintă stadiile de sedimentare ale aceluiași ciclu de sedimentare și orogeneză.

Zăcămintele din centura nicheliferă Kotalahti au o vîrstă de 1 925 m.a. [196]. Ele sînt situate într-o zonă îngustă (10—20 km) dar lungă de peste 430 km extinsă între Golful Bothnic la NW și frontiera cu URSS la SW. Zăcămintele de Ni-Cu sînt asociate cu intruziuni de roci bazice și ultrabazice, cele mai importante fiind Ylivieska, Makola, Hitura, Kotalahti, Laukunkangas și Pankkala. Serpentinitele sau piroxenitele și noritele

găzduiesc majoritatea zăcămintelor care alcătuiesc corpuri de diseminare și pipe. Pe lîngă mineralele principale (pirotină, pentlandit, calcopirită) minereul mai cuprinde pirită, sfalerit, cubanit, gersdorffit, millerit și bornit. Cele mai frecvente minerale secundare sînt machinawitul, violoritul și melnicovitul.

Mineralizațiile de Ni-Cu din centura Kotalahti ca și cele situate în centura Ahlainen-Kylmäkoski (SW Finlandei, 150/20 km, între arhipelagul Ahlainen și Pori) s-au format în stadiul timpuriu magmatic în faza secundă și principală a orogenezei svecokareliană și sînt controlate de falii transcurente.

În Norvegia, din apropierea granitei cu Suedia și pînă la Hardanger, pe coasta vestică se cunosc peste 40 de mici zăcăminte situate în complexele de norite de vîrstă Precambrian inferior existente între Oslo și Kristiasand [72].

România, Valea Vîlsanului și Valea Zîrnei. Mineralizațiile de Ni din valea Vîlsanului [7, 420, 463] sînt situate în metamorfitele precambriene din masivul Ghițu — formațiunea de Mioarele, componente ale grupului de Cumpăna [Gheuca, in 420] și ale pînzei (unității) de Dîmbovicioara. Aceste metamorfite alcătuiesc horstul Coziei, la N și S fiind depozite sedimentare mezozoice și terțiare ale Baz. Loviștei la N și Depresiunii Getice la S. Ele alcătuiesc un homoclin orientat ENE—VSV, cu înclinări mari spre sud. Numeroase fracturi cu orientări NV—SE afectează metamorfitele și în mai mică măsură depozitele sedimentare. După Gheucă, în [420], metamorfitele din masivul Cozia prezintă următoarea succesiune litostratigrafică : formațiunea de Vidraru (gnaise liniare, amfibolite, paragnaise, gnaise oculare) în partea bazală, formațiunea de Mioarele (paragnaise cu biotit, amfibolite, gnaise albe, gnaise oculare) în poziție mediană și formațiunea de Iezer-Păpușa (micașisturi, paragnaise micacee) la partea superioară.

Mineralizațiile sînt situate în secvența de metabazite a formațiunii de Mioarele care include amfibolite, amfibolite șistoase cu biotit, gnaise amfibolitice, gnaise micaee etc. Rocile amfibolitice reprezintă probabil o secvență de tip ofiolitic, de natură preponderent gabbroică, din care însă termenii ultrabazici lipsesc. Ele au sufert profunde modificări polimetamorfe care au afectat deopotrivă și minereul, dintre care se menționează [420] : recristalizarea și reordonarea amfibolului și pirotinei cu formarea structurilor nematoblastice și plan-paralele, modificarea compoziției pirotinei, exolvirea pentlanditului din pirotină, remobilizarea pirotinei și calcopiritei, piritizarea pirotinei, cloritizarea biotitului, deferizarea ilmenitului etc.

Mineralizația formează corpuri tabulare sau lenticulare în masa amfibolitelor. Ea are grosimi obișnuit de ordinul metrilor și lungimi cunoscute la est de rîul Vîlsan de peste 500 m. În continuare aceasta pare să se extindă cu unele întreruperi la est de actuala limită dintre Paleogen și cristalin. Minereul este de tip diseminat, mai puțin compact ; ultimul aspect caracterizează adesea asociația pirotină-pirită. El arată o dispunere concordantă cu planul S al amfibolitelor și are următoarea compoziție mineralogică [420, 463] : pirotină, calcopirită, spinel cromifer, pentlandit, grafit (componenți primari), pirită, violarit, millerit, mackinawit, bravoit, marcasită, magnetit (componenți formați pe seama mineralelor primare), cobalt-pentlandit, molibdenit, aur, tocilinit ($nFeS(Mg,Fe)(OH)_2$) (minerale

rare, parțial primare). Minereul mai cuprinde ilmenit, rutil, sfen, goetit etc.

Mineralizația se consideră de origine lichid-magmatică (sinmagmatică) [420] sau hidrotermal-sedimentară [463].

Mineralizația cunoscută în versantul drept al văii Zirnei [8] este mai puțin studiată. Ea este asociată cu o secvență alcătuită din amfibolite (metagabbrouri, metabazalte, gnaise amfibolitice ± biotit, gnaise micacee și metaultrabazite cu grade diferite de serpentinizare etc. Secvența amintită cu grosimi pînă la 100 m și lungime cunoscută de cca 1 km are direcție NE—SW cu căderi accentuate (60—85°) spre SE ; în culcuș și acoperiș, în relații de concordanță, se află gnaisele oculare și rubanate. Totul pare a face parte din grupul de Cumpăna.

Mineralizația apare sub formă de diseminări ; tipul compact apare foarte rar. Ea însoțește în special ivirile de metaultrabazite puternic deformate și serpentinizate. Zonele mai bogate (0,5—1,5% Ni) au grosimi pînă la 1 m.

Referitor la cadrul tectonic de formare a mineralizațiilor din valea Vîlsanului și valea Zirnei, ca și al altora din Munții Făgăraș (Poiana Mărului, [320], Vasălatu) menționăm existența unor incertitudini care par a fi determinate de lipsa unor secvențe cu grosimi și caractere tipice celor generate în bazinele oceanice. Existența unor elemente tectonice disjunctive, dar mai ales plicative, nu sugerează prezența unor resturi de crustă oceanică, a căror imagine unitară este greu de precizat. De aceea, se consideră că mineralizațiile de la Vîlsan sînt formate într-un bazin retro-arc extensional [463]. În acest caz ar trebui să acceptăm un bazin retro-arc extensional aflat în stadiul incipient de evoluție.

4.3.5.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

Feo, Lillefiellklumgen, Rŏna, Norvegia. În Caledonidele (Cambrian-Silurian) norvegiene se cunosc numeroase intruziuni de roci bazice și ultrabazice ofiolitice cu care se asociază mineralizații de Cr, Ni și Cu puțin importante [72]. Principalele zăcăminte cunoscute sînt : Feo și Lillefiellkumgen, situate în norite asociate cu roci verzi ; Rŏna — cel mai important — afiliat masivului noritic de Rŏna (67 km^2) este situat în micașisturi și alcătuit din norite, cuarț norite, peridotite, enstatite, troctolite și aplite granitice. Minereul se prezintă ca diseminări și lentile și este constituit în principal din pirotină, pentlandit și calcopirită, subordonat niccolit (NiAs), cobaltină (CoAsS) și annabergit în partea superioară ($Ni_3As_2O_8 \cdot 8H_2O$) ; la Bruvann, Arneshest și Saltvikvann minereul reprezintă diseminări în peridotite (tip Bruvann) cu conținuturi de 0,4—0,6% Ni, din care 0,1% Ni în silicați. Rezerva totală este de 30—40 mil. t minereu cu 0,4% Ni și 0,15% Cu ; la Eiterladen — zăcămînt de tip marginal, reprezentînd o lentilă de minereu situată în baza noritului, lungă de cîteva sute de metri cu 1% Ni.

Tișovița-Iuți, România. Ivirile de sulfuri de aici sînt asociate cu serpentinite negre casante din unitatea cumulatelor olivino-clinopiroxenice situate pe rama vestică a corpului de ultrabazite, la contactul cu gabbrourile de Iuți [402, 275]. În aceste iviri sulfurile apar sub formă de diseminări, vizibile cu ochiul liber. Principala sulfură este pirotina cu care adesea marginal se asociază granule mici de pentlandit. Subordonat apar

calcopirită, millerit și valeriit. Relativ frecvent magnetitul include creșteri de pirotină și pentlandit. Mackinawitul observat reprezintă apariții accidentale. Conținuturile de Ni în serpentinite negre casante sînt scăzute (0,08—0,24%).

4.3.5.3. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOICĂ

Ovado, Italia. Zuffardi [465] descrie prezența în serpentinitele bazale de la Ovado, în Liguria, a unor mineralizații de Co și Ni (0,18—0,20%). Același autor menționează de asemenea existența unor filoane și diseminări cu aur nativ în asociație cu pirită, pirotină, sfalerit, grafit, marcasită și magnetit în gangă de calcedonie și dolomit. Originea acestor mineralizații este nesigură ; se crede că ar putea reprezenta remobilizări din fundament [283].

Regiunea Dinarică, Jugoslavia. Numeroase mineralizații de sulfuri de Cu și Ni se cunosc în provinciile metalogenetice dinarică și serbo-macedoniană [205]. Ele sînt asociate cu formațiunea diabaz-chert (Jurasic-Cretacic inf.) și respectiv cu complexele peridotit-gabbroice. În primul caz mineralizațiile (Zlatar, Čavkar) însoțesc diferențiatele magmatice tîrzii — dyke-uri de diabaze brecifiate, cloritizate, epidotizate, carbonatate și silicifiate — în care sînt prezente două tipuri de asociații mineralogice : una tîrziu-magmatică (Cu-Ni) cu pirotină, pentlandit, calcopirită, ca minerale principale, însoțită de cubanit, pirită și ilmenit-hematit, în lentile de sulfuri masive orientate paralel în dyke-urile de biabaze (minereul conține 0,6% Cu, 0,3% Ni, 0,03% Co), (Djunic, Kubat, 1962, în [205]) și alta hidrotermală (Cu) cu calcopirită, pirită, magnetit ± sfalerit, galenă, în filoane, cuiburi, diseminări și corpuri lenticulare. În cel de-al doilea caz, mineralizațiile reprezintă segregații magmatice de sulfuri de Ni-Cu în peridotitele ofiolitice ale celor două provincii metalogenetice menționate. În zăcămîntul tipic — Petkovic — minereul formează diseminări (0,25% Co, 0,38% Ni, 1,20% Cu) sau lentile masive (0,13% Co, 0,18% Ni, 2,73% Cu), rar filoane (0,17% Co, 0,34% Ni, 0,25% Cu) constituite din pentlandit, calcopirită, pirotină, Ni-pirotină, magnetit, Cu-pirotină, cubanit, vallerit ($Cu_2Fe_4S_7$?), skutterudit, cromit, sporadic sfalerit, nichelină, rammelsbergit, cloantit, millerit (NiS), pirită, bornit, covelină, breithauptit (NiSb) și aur nativ (Rakic, 1963, în [205]). În zăcămîntul Petkovič (în prezent cu activitate sistată) mineralizațiile se află în peridotite serpentinizate intercalate într-un complex de piroxenite, amfibolite și granofire. De subliniat că metalele din serpentinite pot reprezenta concentrații in situ, alcătuind zăcăminte autohtone, sau acestea sînt transportate și redepozitate ca zăcăminte sedimentare.

Albania, Grecia și Cipru. Mineralizațiile de Cu—Ni(Co) cunoscute în Albania și Grecia sînt asociate rocilor serpentinizate. Ele sînt puțin importante ; minereul de Ni al acestor țări provine în special din exploatarea zăcămintelor supergene (laterite). De asemenea, în rocile ultrabazice din Limassol Forest din Cipru se cunosc mineralizații de Cu-Ni(Co) de mică importanță. Ele însoțesc zonele de fracturare și faliere, formînd filoane, lentile și diseminări constituite din calcopirită, pentlandit, löllingit, violarit (Ni_2FeS_4), niccolit, gersdorffit, bravoit, oregonit, valleriit, mackinawit, pirită, marcasită și magnetit.

4.3.6. ZĂCĂMINTE DE LATERITE CU FIER NICHELIFERE ȘI LATERITE NICHELIFERE

Importante concentrații de nichel sub formă de garnierit $(Mg,Ni)_6(Si_4O_{10})(OH)_8$ se formează în orizonturile inferioare de sol de pe masivele ultrabazice ofiolitice alterate supergen în condiții de climat tropical. Asemenea zăcăminte se cunosc în Jugoslavia, Albania, Grecia, Turcia, Cuba, Noua Caledonie etc.

Jugoslavia. Provinciile metalogenetice dinarică și serbo-macedoniană din Jugoslavia concentrează principalele zăcăminte de laterite de fier nichelifere. Ele au rezultat din lateritizarea serpentinitelor, transportarea și resedimentarea metalelor. Metalele din aceste roci ca Fe, Cr și Ni au fost transportate și redepozitate în sedimente de vîrstă permian-triasică și cretacică, ultimele fiind cele mai importante.

Lentilele și stratele de laterite au grosimi pînă la 30—40 m, lungimi obișnuit de zeci, rar sute, de metri. Conținuturile lateritelor variază astfel: Fe = 20—40% (media 25—35%); > 35% SiO_2; 3—5% Cr_2O_3; 0,51—1,5% Ni; CaO < 2%; P_2O_5 < 0,1% [205]. În general lateritele au următoarea compoziție mineralogică: silicați de Fe, hematit, magnetit, goethit, siderit, cromit, silicați de Ni, pirită, (rar), cuarț, calcedonie, opal și calcit.

Principalele zăcăminte sînt: Guberevoe (54% chamosit, 23% hematit, 16% limonit); Topola — 80 km sud Belgrad și Kutlovo, 100 km sud de Belgrad, în districtul Sumadija-sud Belgrad; Mokra Gora în Serbia — unul din cele mai mari dar cu conținut scăzut (20—40% Fe, media 26,5% Fe, 1,3—2% Cr, 0,3—1,3 Ni, > 0,15% Co și 20—40% SiO_2) și Rzanovo în Macedonia unde lateritele redepozitate în Senonian, constituite din oxizi de Fe, silicați de Ni, millerit și niccolit, conțin 28—43% Fe, > 1,8% Ni, 0,1% Co, 14—18% SiO_2 și 0,7—2,7% Cr. Alte zăcăminte similare sînt Orizari (SE Skopie), Trstenik (districtul Kosovo), Radočelo (Serbia) etc.

În Jugoslavia, zăcămintele de laterite nichelifere autohtone (in situ) sînt puțin numeroase. Cele mai importante sînt Goles și Vrnjačka Banja, Ba etc., toate situate în provincia metalogenetică Serbo-Macedoniană. La Goles pătura lateritică are grosimi de 2—40 m și cuprinde mai multe zone mineralogic și chimic bine definite (Mulina, 1973 [205]):

a) zona de cuarț opalitic situată în partea superioară a crustei cu ceva concentrații de Fe oxizi;

b) zona feruginoasă-argilitică, cu conținuturi ridicate de oxizi și hidroxizi de Fe;

c) zona nontronitică purtătoare de minereu (silicați de Ni, goethit, serpentină, cuarț și opal) cu conținuturi de Ni > 4,4% situate în partea inferioară a zonei;

d) zona serpentinitelor alterate cu concentrații variabile de silicați de Ni, nontronit, goethit și hematit. Cea mai mare parte a Ni (garnierit și pimelit-saponit cu Ni) este asociată cu nontronit.

Rezerva zăcămîntului este de 26,7 mil. t. minereu cu 2,2—2,5% Ni. După Mulina (1973, în [205]), zăcămîntul a rezultat prin alterarea serpentinitelor de către soluțiile hidrotermale asociate vulcanismului dacitic terțiar.

Albania. Minereuri de Fe—Ni de tip lateritic și de silicați de Ni provenite prin procese de alterare a peridotitelor serpentinizate jurasice sînt răspîndite în partea de est a masivelor ultrabazice. Cele mai importante zăcăminte sînt situate în părțile nord-est (Kukës), sud-est (Korça) și central-estică (Librazhd-Pogradec) ale Albaniei. În aceste regiuni o pătură veche de alterare local relativ bogată în Fe, Cr și Ni, denumită „orizontul nichelifer", este acoperită de o molasă carbonatică și serii de roci de vîrstă cretacică și eocenă. În baza acestui orizont se află peridotite mai mult sau mai puțin serpentinizate, care spre adîncime devin proaspete. Contactele orizontului nichelifer sînt nete cu formațiunile din acoperiș — calcare cretacic inferioare în NE, calcare cretacic superioare în regiunea central-estică și molasă eocenă în SE Albaniei, și gradate și neregulate cu rocile din culcuș.

Zăcăminte de silicați de nichel și minereu de Fe-Ni de alterare reziduală se cunosc în părțile de NE și SE ale Albaniei (Çervenaka, Bushirica); în partea central-estică predomină zăcăminte de Fe-Ni (Prrenjas, Guri Kug etc.). Minereul cu silicați de Ni are culoarea verde, galben sau galben brun, iar cel de Fe-Ni este roșu-brun sau galben-brun.

Tot în Albania în partea centrală (Polis, Guri Kug etc.) există sedimente de Fe-Ni grupate într-o secvență de strate carbonatice cu orizonturi nichelifere cu structuri oolitice, pisolitice și fin granulare.

Grecia. La Larymna și Euboea, se cunosc mineralizații de tip Fe—Ni lateritic rezultate prin procese de transport, concentrare și sedimentare a produselor din lateritele alterate; laterite nichelifere apar în insula Skyros, Macedonia centrală și Euboea. Produsele de alterare formează în formațiuni cretacice (fig. 4.11) strate și lentile cu lungimi pînă la 100 m și grosimi de cîțiva metri. Ele sînt alcătuite din cromit, hematit, maghemit, minerale de Ni (pimelit, garnierit, Ni-antigorit, Ni-montmorillonit, Ni-talc și nichel coloidal [271]. Conținutul mediu de Ni în minereu este de 1,4%; în cariere acesta variază între 1,1 și 1,3%. În 1980, rezervele laterite cu Cu-Fe-Ni și nichelifere ale Greciei au fost de 200 mil. t. minereu cu 1,1% Ni (1% Ni extractibil).

Noua Caledonie. Zăcămintele de Ni din Noua Caledonie provin fie prin spălarea și oxidarea fostelor acumulări, fie prin concentrarea reziduală a materialului oxidat inițial distribuit pretutindeni la suprafața rocilor proaspete. Ultimul tip de acumulări dau producția de Ni a acestei țări.

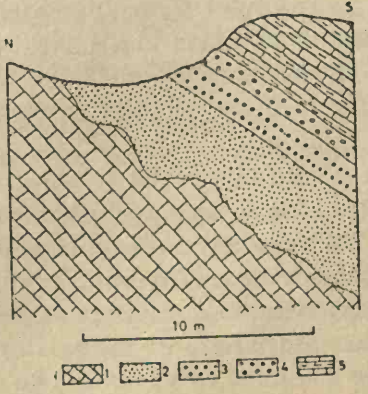

Fig. 4.11. Secțiune printr-un zăcămînt de laterite nichelifere în Larymna, Grecia Centrală (după Albantakis, în [271], cu modificări):
1 — calcare oolitice (Jurasic mediu); 2 — minereu friabil de Fe—Ni; 3 — minereu de Ni compact; 4 — chert cu roci marnoase-argiloase; 5 — calcare și marne (Cretacic superior).

În Noua Caledonie intruziunile de ultrabazite (dunite, saxonite etc.), parțial serpentinizate, sînt de vîrstă terțiară. Ele ocupă suprafețe mari din această insulă. Serpentinizarea este în esență un proces de hidratare a mineralelor ultramafitelor însoțit de rearanjări și pierderi neînsemnate de constituenți ; hidratarea este rezultatul proceselor metamorfice determinate de difuzia apelor meteorice provenite, în bună parte, din sedimente intruse cretacice sau mai vechi.

Nichelul din zăcăminte s-a format odată cu lateritizarea serpentinitelor. Fierul din laterite este sub formă de limonit cu 10—25% H_2O. Cele mai importante concentrații de nichel se află aproape de partea superioară a serpentinitelor. În general zona cu concentrații de Ni se află la cca 0,30—6 m sub suprafață, excepțional 25—300 m. Mici cantități de Co și Mn sînt concentrate deasupra zonei cu Ni. Minereul cuprinde în special garnierit $(Mg, Ni)_6(Si_4O_{10})(OH)_8$, local denumit noumérit și antigorit nichelifer (népouit și genthit) ; uneori apar și saponitul nichelifer (pimélit) și asbolanul cobaltifer ($[(Mn^{4+}O_{2-x}(OH)_x]^{x+}[R^{+}_{1-y}(OH)_{2-2y+x}]^{x-}$, (unde R^{2+} = = Co, Ni, Ca, iar x și $y < 1$). Ganga este constituită din talc, sepiolit $(Mg_4(Si_6O_{15})(OH)_2$ $(6\ H_2O)$ și calcedonie.

Prezența minereului este controlată de topografia favorabilă și de efectul condițiilor de levigare a serpentinitelor ; minereu de bună calitate (> 10% Ni) a fost găsit în ariile cu o intensă levigare chimică. Corpurile de minereu sînt mici (< 100 000 t), iar cele mai mari nu au depășit 600 000 t. Conținutul mediu este de 3,5% Ni.

4.3.7. ZĂCĂMINTE DE CROMIT ÎN COMPLEXE OFIOLITICE

Mineralizațiile economice de cromit sînt asociate complexelor ofiolitice și intruziunilor bazice și ultrabazice stratificate neofiolitice. În secvențele ofiolitice asemenea concentrații sînt asociate cu diferențiatele plutonice mai profunde ale acestora.

Nelipsit ca mineral accesoriu în rocile ultrabazice, cromitul $(Mg, Fe)_8Cr_{16}O_{32}$ se concentrează frecvent sub formă de corpuri lenticulare formînd zăcăminte de tip alpin de crom-spinel sau de cromite podiforme. Alte forme de concentrare cunoscute ale cromitului sînt : corpuri neregulate, tubulare, elipsoidale, discoidale, alungite sub formă de păstaie cu lungimi de la cîțiva metri pînă la cîteva sute de metri, sau forme de sac ; ele au rezerve de cîteva mii de tone, excepțional 14 mil. tone, ca în cazul zăcămîntului Coto din Filipine [361]. Conținuturile în Cr_2O_3 sînt mai mari de 45% iar Cr/Fe > 2,0 [283]. Cromitul apare în zăcăminte de tip podiform ; șlirele, granulele diseminate și zăcămintele sub formă de dyke-uri rezultate probabil ca urmare a unor remobilizări, sînt de asemenea frecvente.

Datele de observație referitoare la coloana litologică a crustei oceanice (fig. 4.12) au arătat că minereul de cromit ca și anvelopa sa dunitică reprezintă cumulate formate la baza stratului 3 al crustei. Frecvent concentrațiile de cromit domină partea superioară a mantalei, situîndu-se fie în dunitele din apropierea contactului cu harzburgitele sau în corpuri de dunite din interiorul acestora, nu departe sub rocile gabbroice cumulate. De subliniat că harzburgitele constituie fundamentul rocilor cumu-

late. De fapt părțile superioare ale mantalei din complexele ofiolitice sînt predominant constituite din harzburgite (> 95%) iar cu corpurile locale de dunite sînt asociate genetic concentrațiile primare de cromit podiform. Dunitele cu concentrații de cromit prezintă variate tipuri structural-texturale : silicatată cu olivină și „nori" de cromit fin granular ; cromitică caracterizată prin contactul parțial al cromitului cu olivină serpentinizată ; uneori (Cipru) granulele de cromit sînt mai mari de 10 mm și au forme anhedrale ; cromitit-olivinică stratificată, cînd cantitatea de serpentină crește ; cumulus, determinată de existența stratelor cu aglomerări de cromit (Canyon Mountain Complex, Oregon) ; încrucișată (sud Istambul, Turcia).

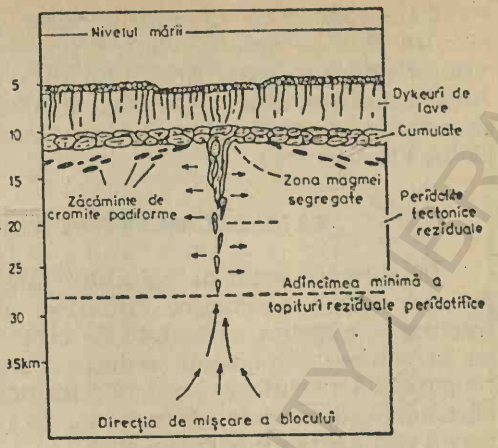

Fig. 4.12. Formarea minereurilor de cromite podiforme [116].

În ciuda frecventelor deformări metamorfice (laminări, budinări etc.) care caracterizează concentrațiile de cromit ca și anvelopele dunitice [95], se cunosc numeroase cazuri de conservare a unor aspecte primare dintre care menționăm : concentrațiile gravitaționale stratiforme de cromit din topitura dunitică bogată în Mg a zăcămîntului Orhaneli din Turcia ; cromitul podiform dintr-un dyke convectiv de magmă bazaltică intrus în harzburgitele unor diapire peridotitice ; stratele de minereu lenticular, formele compacte și brecifiate formate de-a lungul unor părți ale camerelor magmatice reprezentînd formele de conservare ale căderilor de granule și nodule de cromit precum și mixtura, terciul sau fiertura („mush") în cromititele podiforme din stratul inferior de cumulate și „sedimentarea" gravitațională subsecventă în harzburgite a unor autolite de dunit-cromite dense. Deformările subsecvente amintite suferite de corpurile de dunite și de minereu cromifer explică, cel puțin parțial, variația conținuturilor de Cr și Al din granulele de cromit.

Cromitul din ofiolite, în contrast cu cel din complexele stratiforme continentale, se concentrează în zăcăminte izolate, cu extinderi laterale limitate, și prezintă mari variații morfologice și de compoziție determinate, după Greenbaum [167], de cristalizările repetate petrecute în centrele de emisie. Acest cromit arată un domeniu mai larg de variație a raporturilor Cr/Al și Mg/Ro, raportul de oxidare al Fe este mai mic și mai uniform, iar valorile titaniului sînt scăzute și nu există o corelare între acesta și celelalte elemente [116].

Nicolas și Violette [300] susțin că expansiunea la sistemele ridge-urilor oceanice poate fi de tip orizontal și diapiric ; primul tip (Table Mountain type) este mai puțin favorabil formării zăcămintelor economice de cromit, comparativ cu ultimul tip (Acoje type) definit prin neomogenități în curgerea plastică a materialului primar — consecință a deformărilor paleoplanului Moho și cutelor largi.

Zăcămintele de cromite asociate genetic complexelor ofiolitice cunoscute sînt de diverse vîrste : precambriană (Zimbabwe, partea de est a deșertului din Egipt, Arabia Saudită, Finlanda etc.), paleozoică (U.R.S.S., Anglia, Newfoundland, Canada, Norvegia, România, Bulgaria, Grecia etc.) și mezozoic-terțiară (Jugoslavia, Albania, Grecia, Cipru, Turcia, Oman, Cuba, Filipine etc.).

4.3.7.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

În deșertul estic al Egiptului [198] și în Arabia Saudită intruziuni de roci bazice-ultrabazice ofiolitice, uneori puternic serpentinizate și fracturate, cuprind zăcăminte de cromit podiform. Corpurile de minereu au în general dimensiuni reduse. Concentrațiile de cromit prezintă o remarcabilă orientare paralelă ; formele de zăcămînt reprezintă corpuri elipsoidale, discoidale, de sac etc., în care stratele cu cromit nodular în norite sînt deosebit de frecvente.

4.3.7.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

Ural, U.R.S.S. Metalogeneza paleozoică a Uralului este foarte variată. Ea cuprinde iviri și zăcăminte de Cr, Ni, Co, Pt, Cu, Fe, Ti, V, asbest, Zn, Au etc. Principalele zăcăminte de Cr apar în special în provincia metalogenetică Sarannoi din zona Uralul occidental ; alte zăcăminte, mai puțin importante, se cunosc în provinciile metalogenetice Tagil-Magnitogorsk (zăcămîntul Kempirsai) și Zilair (zăcămîntul Menjinskii) [150]. Mineralizațiile de cromit sînt asociate cu intruziuni mari de hiperbazite de vîrstă siluriană în Uralul de sud (Kempirsai) și ordovician-devoniană (Saranovsk, Menjinskii). Corpurile de minereu alcătuiesc lentile cu minereu compact și/sau diseminări lentiliform-stratiforme.

Norvegia. Dintre cele trei masive de peridotite — Feragen, Rauhammerne și Skakslettene — primul (15 km^2) este principalul producător de minereu de cromit de vîrstă paleozoică din Norvegia. Rocile ultrabazice sînt reprezentate în special de dunite și lherzolite metamorfozate, clorit serpentinite și serpentinite stratificate. Minereul formează benzi, corpuri neregulate și aglomerări nodulare în ultramafite. Concentratul de minereu are 40% Cr_2O_3. Raportul Cr : Fe = 2,34—2,82. Minele principale sînt : Rodtjern și Leigh.

Scoția. Magmatismul ofiolitic caledonian din Scoția a generat zăcăminte de talc, cromit, Cu și Ni [126]. Principalele ocurențe se află în insulele Shetland și în Scottish Highlands.

Zăcămintele de cromit și talc sînt asociate cu intruziuni ultrabazice situate în două centuri orogenice : una cambriană cu roci darladiene, dezvoltată între Highlands și Portsoy in Aberdeenshire, și alta de vîrstă ordovician inferioară caracterizată atît prin corpuri izolate de serpentinite aliniate unei importante linii de fracturi ce separă Highlandul de Midland Valley și prin corpuri mari în nordul insulei Shetland.

În masivul de dunite serpentinizate de lîngă Baltasound (Shetland) cromitul este concentrat în benzi cu grosimi de peste 1 m și de 75 m lungime. Benzile de cromit sînt aproximativ concordante cu înclinările accentuate ale foliației ultrabazitelor în care segregările inițial magmatice de cromit par a fi ulterior concentrate ca rezultat al serpentinizării și forfecării.

În partea de sud a regiunii Scottish Highlands, la Corrycharmaig a fost exploatat un mic zăcămînt de cromit situat într-o masă de antigorit-serpentină. Cromitul a rezultat probabil prin diferențiere magmatică a magmei ultrabazice intrusă în sistemele darladiene.

România, Tisovița-Iuti. Rocile ofiolitice din Banatul de sud au o dezvoltare asimetrică pe direcție N—S. Ele reprezintă un masiv ofiolitic cu poziție allohtonă față de formațiunile cristaline din jur și se extinde între Valea Neamțului la nord și Valea Mare și Valea Tisovița, pe Dunăre, la sud (cca 30 km). La est masivul este mărginit de gnaisele, micașisturile și amfibolitele cristalinului de Neamțu printr-o importantă fractură, marcată de zona milonitică de Corbu, alcătuită din roci policataclastice și de zona gabbrourilor blastomilonitice de Plavișevița, constituită din milonite și blastomilonite formate pe seama gabbrourilor. Limita vestică a masivului este de asemenea tectonică. Ea se realizează prin linia tectonică Mraconia, prin care cristalinul de Poiana Mraconiei încalecă de la vest spre est complexul ofiolitic. Prezența fragmentelor de gabbrouri în conglomeratele și gresiile de vîrstă carboniferă și permiană din zona Svinița sugerează punerea în loc a masivului în Caledonianul timpuriu [275].

Prin superpoziție, unitățile litologice separate [402, 275] — unitatea harzburgitelor tectonitice, unitatea cumulatelor olivinice, unitatea cumulatelor olivino-piroxenice și unitatea cumulatelor gabbroice — dau masivului un caracter pseudostratificat. De reținut contactul tectonic dintre unitatea harzburgitelor tectonice și unitățile cumulate (fig. 4.13).

Unitatea harzburgitelor tectonitice domină rama nordică a masivului. Ea cuprinde harzbur-

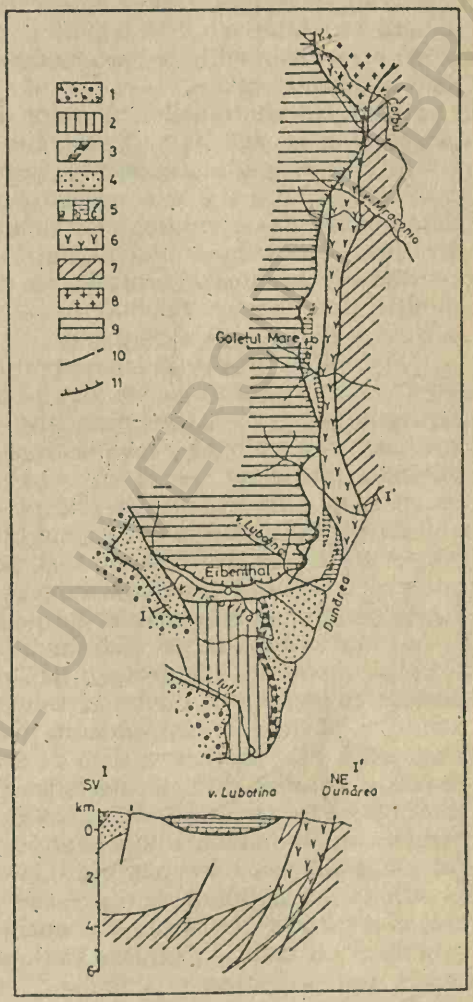

Fig. 4.13. Harta geologică a complexului ofiolitic Tișovița-Iuți [275] (cu modificări):

1 — Permian. Complex ofiolitic; 2 — unitatea cumulatelor gabbroice; 3 — unitatea cumulatelor olivino-piroxenice; 4 — unitatea cumulatelor olivinice; 5 — unitatea harzburgitelor tectonice (a) cu dunite (b) și cromite (c); 6 — gabbrouri blastomilonitice de Plavișevița, șisturi cristaline și roci granitoide; 7 — zona șisturilor cristaline milonitizate de Corbu; 8 — granitoide de Cherbelezu; 9 — formațiunea cristalină de Poiana Mraconia; 10 — falie; 11 — pînză.

gite, lentile de dunite și acumulări de cromite podiforme. Harzburgitele prezintă o foliație vagă pînă la accentuată și sînt constituite din olivină, ortopiroxen (15—25%), spinel cromifer și sporadic clinopiroxen. Asociate dunitelor, situate în special în rama nord-estică și sporadic sud-vestică a masivului, sînt acumulările de cromite podiforme cu structuri nodulare sau tabulare. Procese de serpentinizare cu formarea de antigorit după crisotil-lizardit, de carbonatare și talcizare au afectat unitatea harzburgitelor tectonitice.

Unitatea cumulatelor olivinice apare între văile Liubotina și Tisovița și probabil în aria dintre Valea Tisnit și Baia Nouă. Această unitate este constituită în special din dunite ; subordonat apar lentile și nivele de troctolite și gabbrouri. Toate acestea suportă o vizibilă laminație magmatică determinată de orientarea cristalelor izolate sau a agregatelor minerale. Nivelele de cromite cunoscute arată aspecte de stratificare. Ca și în cazul unității precedente, serpentinizarea de tip celular crizotil-lizardit a rocilor dunitice este foarte evidentă ; în plus troctolitele și gabbrourile sînt saussuritizate și respectiv uralitizate.

Dezvoltată în continuarea cumulatelor olivinice, unitatea cumulatelor olivino-clinopiroxenice este bine cunoscută în bazinul văii Tisovița. Ea reprezintă o secvență pseudostratificată ciclică alcătuită din dunite, wehrlite, clinopiroxenite și troctolite. Baza acestei unități este dominată de roci olivinice, iar partea superioară, de roci olivino-clinopiroxenice. Structurile recunoscute sînt adcumulus, mai puțin mesocumulus și intercumulus. Ciclul de cristalizare a avut în general următoarea evoluție : cumulat olivinic→clinopiroxen intercumulus→cumulat olivin-piroxenic→olivină intercumulus→cumulat clinopiroxenic. Serpentinizări cu formarea de magnetit foarte fin granular au afectat aproape în totalitate rocile dunitice.

Unitatea cumulatelor gabbroice ocupă partea superioară în coloana litologică a masivului Tișovița-Iuți. Componenții petrografici sînt gabbrouri piroxenice, gabbrouri olivinice, troctolite și foarte rar wehrlite, clinopiroxenite și plagioclazite. Ei domină partea sudică a masivului. Laminația magmatică planară determinată de orientarea plagioclazului și piroxenului în pături paralele este caracteristica structurală a gabbrourilor. Stratificațiile sînt de tip izomodal, de „gradație minerală" și ritmice „dimensionale". Structura cumulatelor este adcumulus (cpx+plg±ol), mai rar mezocumulus (plg+ol cu cpx intercumulus) și heteradcumulus [402, 275].

De la partea inferioară spre cea superioară unitatea cumulatelor gabbroice cuprinde : troctolite cu lentile de wehrlite, gabbrouri olivinice și gabbrouri piroxenice. Întreaga unitate este secționată de dyke-uri de gabbrouri nestratificate.

Caracterele petrografice și relațiile spațiale dintre tipurile și unitățile litologice remarcate în cadrul complexului ofiolitic de la Tișovița-Iuți sugerează existența a două secvențe majore [402] : una inferioară — unitatea harzburgitelor tectonitice — reprezentînd o secvență subcrustală (manta reziduală) și alta superioară, constituită din unități cumulate corespondente ale crustei suboceanice ; ultima în segmentul sudic al masivului are o grosime de 3,5 km.

Mineralizațiile cunoscute asociate masivului ofiolitic de la Tișovița-Iuți sînt puțin importante. Ele sînt reprezentate prin mineralizații de cromit, mineralizații de sulfuri±elemente platinice, azbest și talc.

Mineralizațiile de cromit au rezultat prin procese de cristalizare fracționată din magma ultrabazică. Formele tipice de apariție sînt diseminările și lentilele compacte. Diseminări apar în special în harzburgitele tec-

tonitice, iar șlire milimetrice pînă la centimetrice ca și agregate nodulare se găsesc în cumulatele olivinice (dunite parțial serpentinizate, serpentinite apodunitice) de pe Valea Reciţa Mare, Valea Tișoviţa, Dealul Lipoli, etc. Minereul diseminat este sărac în Cr_2O_3 (<20%). Lentilele de minereu compact (28—36% Cr_2O_3) [419] cunoscute, demult exploatate, au avut dimensiuni metrice. Lentila de la Goleţu Mare — cea mai mare — a avut 30×10×7 m. Principalele lentile de minereu cunoscute, deja exploatate, Ciucaru Mare, Goleţu Mic, Goleţu Mare, Lomuri, Rudina Înaltă, Curiște, Valea Satului, Văcărie, Cîrnecica și Dîlma, se situează la nord de falia ce delimitează unitatea cumulatelor olivinice de unitatea harzburgitelor tectonice. De reţinut că lentilele de minereu compact însoţesc serpentinitele apoharzburgitice înconjurate frecvent de o aureolă de serpentinite apodunitice. Limita dintre lentile și rocile înconjurătoare este de regulă netă. Structurile cataclastice remarcate la lentile sugerează o migrare tectonică a acestora dintr-un posibil nivel de cromite stratiforme inferioare.

Cromitul din minereu apare idiomorf, cu dimensiuni pînă la 4 mm diametru. Granulele sînt cataclazate. Ele au părțile centrale de regulă „curate". Periferia lor, îmbogăţită în fier, cuprinde incluziuni fine de alte minerale (ilmenit, millerit, pirotină, rutil, heazlewoodit-Ni_3As_2, pentlandit, bravoit, valeriit). Mineralele serpentinice reprezintă ganga minereului.

Bulgaria. La Dobromirtsi (Ivchinova, 1971, în [54]) se află principalul zăcămînt de cromite de vîrstă paleozoic inferioară al Bulgariei. El este asociat cu masivul de serpentinite Dobromirtsi. Acesta are o formă alungită după direcţia NE și este intrus în formaţiuni cristaline proterozoice alcătuite din gnaise cu două mice, gnaise de injecţie, amfibolite și marmure ; sedimente terţiare acoperă parţial formaţiunile cristaline și masivul ultrabazic. Acesta din urmă formează un dyke (8 km/1,5 km) alcătuit predominant din peridotite și harzburgite, mai puţin lherzolite și piroxenite. Partea inferioară a masivului cuprinde dunite care, treptat, spre partea superioară, trec la dunite-harzburgite și peridotite.

Corpurile de minereu, localizate în special în dunite, au forme lenticulare, columnare și filoniene. Ele urmăresc contactul masivului și prezintă dimensiuni variabile : lungimi de la cîţiva zeci de metri la 80—100 m și grosimi de zeci de centimetri la cîţiva metri ; pe verticală au extinderi pînă la 80 m. Textura minereului este de impregnare și mai rar masivă și stratificată. El este constituit din crompicotit, cromit și pirocromit cu cristale individuale de pirotină, calcopirită și pentlandit. Calitatea minereului este slabă : Cr_2O_3>40%, FeO = 24%, Al_2O_3 = 16% și MgO = 11%.

După Ioncev et al. (1974,) [54] zăcămintele de cromit din Bulgaria aparţin la patru tipuri genetice : segregare, histeromagmatic, licuaţie și hidrotermal. Atît zăcămîntul Dobromirtsi, cît și altele mai puţin importante (Jankovica, Goliama Kameniane, Brucevei, etc.), sînt considerate histeromagmatice.

Grecia. Zăcămintele de cromit din Grecia sînt de vîrstă paleozoică și mezozoică [271]. Primele se întîlnesc în secvenţele ofiolitice din masivul Rodope și Chalkidiki, iar ultimele — cele mai importante — apar în special în regiunile Vourinos și Demokos.

4.3.7.3. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOIC-TERŢIARĂ

Dintre zăcămintele de cromit asociate complexelor ofiolitice, cele mai importante sînt de vîrstă mezozoică. Printre principalele ţări cu asemenea zăcăminte menţionăm Iugoslavia, Albania, Grecia, Turcia, Oman și Cuba.

Jugoslavia. Complexele peridotit-gabbroice din provinciile metalogenetice dinarică și Serbo-Macedoniană au o mare extindere în special, în Dinarizii interni din Iugoslavia. Ele reprezintă prelungirea în această țară a complexelor de aceeași compoziție cunoscute în Albania și Grecia [205].

Dintre numeroasele complexe de peridotite și peridotit-gabbrouri în prezent numai cele din districtele Ljuboten și Djakovica prezintă interes pentru prezentare.

Complexul peridotit-gabbroic de la Ljuboten (80 km^2), cunoscut și sub numele de masivul Rudosa, cuprinde peste 400 de ocurențe de cromit. Din această regiune s-au extras cca 2,3 mil. tone minereu, din care 30% cu peste 45% Cr_2O_3. Complexul cuprinde harzburgite și subordonat dunite și puține gabbrouri. În structura complexului s-au remarcat următoarele trei zone : a) zona bazală, de cca 100 m grosime, acătuită din dunite și harzburgite care cuprinde, distribuite neuniform, majoritatea zăcămintelor de cromit din masiv. Minereul este de foarte bună calitate ; b) zona stratificată mediană, groasă de cca 1 000 m, formată din harzburgite, mai puțin dunite și piroxenite ; șlire de gabbrouri pegmatitice și anortozite sînt de asemenea prezente. Minereul formează șlire și este de calitate slabă ; c) zona superioară (zona de Gorance) cu grosimi de 200—500 m, constituită predominant din harzburgite, bogată în „zona mixtă" (gabbrouri, piroxenite, rodingite, dyke-uri de gabbrouri și pegmatite). Șlire lenticulare cu minereu de calitate inferioară alcătuiesc zăcămintele acestei zone.

Dintre zăcămintele districtului Ljuboten menționăm : Nada (cel mai important), Orašje, Kafe Odzak, Gorance, Grančane. Rezervele acestora variază între 100 000 și 500 000 t minereu. Zăcămîntul Nada a produs peste 1,2 mil. t de minereu de bună calitate (Cr_2O_3>48%, Cr : Fe = 2,8—3,5, 6—9% SiO_2). El a fost exploatat pînă la adîncimea de 380 m, iar în prezent activitatea minieră este sistată. Corpurile de minereu de formă neregulată și pipe sînt localizate în dunite serpentinizate și enstatit-dunite, asociate cu harzburgite. Ele cad aproape paralel cu contactul complexului magmatic și șisturile și calcarele paleozoice.

Masivul peridotitic din districtul Djakovica reprezintă o mică parte (80 km^2) din intruziunea peridotit-gabbroică bine dezvoltată în Albania (1 200 km^2). Complexul magmatic cuprinde harzburgite, subordonat dunite și sporadic piroxenite. Minereul sub formă de lentile și șlire predomină.

În districtul menționat, zăcămîntul Deva este cel mai mare (300 000 t minereu cu 44% Cr_2O_3). În zăcămînt harzburgitele predomină și cuprind lentile de dunite cu minereu de cromit ; rare filoane de pegmatite și piroxenite și de magnezit sînt de asemenea prezente. Corpul de minereu prins într-un halou de dunite are 100—200 m lungime, 0,2—6 m grosime și 100—200 m înălțime.

Albania. Complexele ofiolitice mezozoice (Triasic-Jurasic, [335]) din Albania aparțin Albanidelor interne (zonele interne estice) — unitate tectonică situată în partea de est a țării — și se caracterizează prin : prezența magmatitelor bazice și ultrabazice ; larga dezvoltare a depozitelor de vîrstă paleozoic-mezozoică ; participarea neînsemnată a sedimentelor terțiare ; metamorfismul relativ ridicat al formațiunilor, cutarea lor veche și prezența zăcămintelor minerale metalifere. Acestea din urmă (Karkanaqe, Qorlaze, 1968 și Kola, Hoxha, 1978, [335], sînt situate în rocile ultrabazice

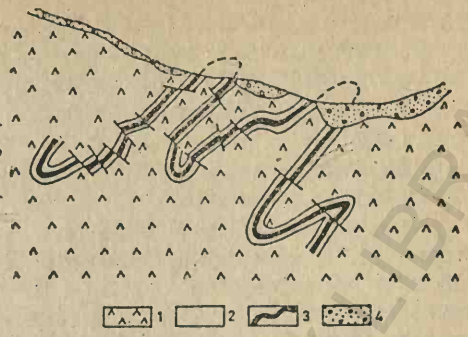

Fig. 4.14. Secțiune geologică prin zăcămîntul Bulqiza (după Karkanaqe, Qorlaze, 1968, în [335]) :
1 — harzburgite ; 2 — dunite ; 3 — cromite ; 4 — sedimente recente.

din complexele ofiolitice ale zonei Mirdita (3 000 km^2) care alcătuiesc masive izolate distribuite în două centuri (de est și de vest) cu extindere în general NV-SE.

Principalele zăcăminte de cromite sînt situate în special în centura de est, în dunitele și harzburgitele masivelor Bulqiza (Bulqiza, Batra, Thekën, Krasta, etc.), Kukës (grupul Kalimash) și Tropoja.

În centura vestică rocile ultrabazice cuprind în general ocurențe mici alcătuite frecvent din alumo-cromit și crom-picotit.

Zăcămîntul Bulqiza este situat în partea centrală a masivului Bulqiza, aici alcătuit din harzburgite, subordonat dunite și dyke-uri de piroxenite și pegmatit-gabbrouri. Procesele de serpentinizare ca și falierile sînt larg răspîndite în masiv ale cărui extremități estice și vestice vin în contact tectonic cu calcare triasic superioare, respectiv sînt acoperite de molasa neogenă. Cele mai multe și mai importante iviri mineralizate se află în partea central-sudică a masivului.

Minereul de cromit în zăcămîntul Bulqiza reprezintă un strat larg cutat, de direcție NV, cu căderi spre V și SV (fig. 4.14). O anvelopă dunitică subțire de la cîțiva centimetri la cîțiva metri grosime îmbracă minereul care prezintă texturi masive, de diseminare (60—80% crom-spinel) și nodulare. Structura minereului variază de la fin (cca 1 mm) la mediu (1—5 mm) și larg granulară (cca 5 mm). Structura mediu granulară predomină, iar minereul cuprinde crom-spinel, magneziocromit, olivină, serpentină, talc, magnezit, tremolit și uvarovit ; în unele ocurențe sînt prezente sulfuri (pentlandit, pirotină, pirită) și magnetit.

Minereul de cromit are următoarea compoziție : 19,2—54,6% Cr_2O_3 ; 12,6—13% FeO ; 6,8—8,2% SiO_2 ; >11,2% Al_2O_3 și 14,1% MgO (în concentrate).

Zăcămîntul de cromit Bulqiza reprezintă principala sursă de crom a Albaniei. În privința genezei opiniile sînt împărțite : magmatic tîrziu (Kola Hoxha, 1978, în [335]) și histeromagmatic (Dede, 1969, în [335].

Grecia. În Balcani, Grecia ocupă o poziție fruntașă ca țară producătoare de cromit. Dintre cele 200 de zăcăminte cunoscute, cele mai importante *acumulări* sînt asociate masivelor ofiolitice mezozoice Vourinos și Demokos [271] de vîrstă probabil jurasică, intruse în metasedimente triasice situate în nordul țării. Aceste masive fac parte din centura ofiolitică Tethysiană care se extinde din Alpi, în Peninsula Balcanică, prin Turcia

în Irak, Iran, etc. Ele sînt situate în calcare cristaline jurasice și prezintă o secvență ofiolitică completă de la sedimente pelagice în bază, spre lave dyke-uri, gabbrouri și ultrabazite spre partea superioară.

În masivul Vourinos (vestul Macedoniei), dintre cele 30 de zăcăminte cunoscute, cu o rezervă totală de cca 1,5 mil. t minereu, trei acumulări sînt de importanță deosebită : Voidolakkos, Xerolivado — cele mai mari — și Eretria, în Thessalia.

Corpul de minereu de la Xerolivado — cel mai mare din Grecia — reprezintă o serie de șlire orientate NE, cu lungimi pînă la 300 m, grosime 13 m și adîncimi pînă la 200 m. Șlirele apar ca benzi în dunitele din interiorul peridotitelor — principalele roci ale masivului bazic-ultrabazic. De regulă, contactul dintre minereu și dunite este net ; treceri gradate apar la extremitățile corpului de minereu. Șlirele de cromit au 19% Cr_2O_3 iar concentratul hidromecanic dă un produs metalurgic bun (49—54% Cr_2O_3, Cr : Fe =3,3 : 1).

Zăcămîntul Voidolakkos reprezintă o concentrație neobișnuită de cromit podiform masiv situat în partea de nord a complexului ofiolitic Vourinos. Corpurile de minereu au dimensiuni mici și sînt situate în olivinite, dunite și harzburgite. Ele s-au format în special în dunitele intruse în masa semisolidă a masivului ultrabazic.

Zăcămîntul Eretria cuprinde mai multe lentile de cromit refractar, subsecvent antrenate și cutate într-o zonă îngustă situată între serpentine șistoase și filite și calcare (acoperiș).

Tot cromite refractare cuprind și zăcămintele masivului Demokos situate în dunite (37—44% Cr_2O_3 și 17—29% Al_2O_3). Corpul de minereu principal are formă cilindrică, se extinde în adîncime pe cca 250 m și prezintă numeroase brecifieri. Pînă în prezent din zăcămînt s-au extras 500 000 t minereu.

În 1982, rezerva totală de minereu de cromit a Greciei era de cca 2,5 mil. t.

Cipru. Zăcămintele de cromit [176] sînt asociate masivului ofiolitic Troodos (Cretacic superior), situat în partea de sud-vest a țării. Cele mai multe concentrații de cromit sînt în dunitele inferioare, aproape de contactul cu harzburgite ; deasupra, în dunitele de tranziție, spre wehrlite, se cunosc zăcăminte de dimensiuni reduse.

Toate zăcămintele sînt de tip podiform, cuprind cromit larg granular și au texturi de cumulate, adesea puternic deformate. Cromitul apare masiv sau diseminat ; ultimul caz însoțește unele harzburgite, dunite și wehrlite situate în partea inferioară a complexului, unde formează granule globulare sau perfect rotunjite (1—2 mm—2—3 cm). În diferențiatele ultrabazice superioare cromitul este aproape absent. Acest fapt sugerează o suprasaturare inițială a magmei din complex, cromitul precipitînd inițial ; urmează o cristalizare cotectică olivină-cromit, iar dispariția cromitului este asociată cu începutul formării clinopiroxenilor.

Principalul zăcămînt din Masivul Troodos este Mina de crom (nr. 1, fig. 4.15). Acesta reprezintă o serie de corpuri de cromit podiform puternic înclinate situate în dunite, la limita cu harzburgite. Ele alcătuiesc o zonă de 350 m × 25 m, cu extinderi verticale de 400 m. Grosimea corpurilor rar atinge 20 m. Dunitele din anvelopa corpurilor sînt laminate, faliate și adesea, ca și minereul, sînt brecifiate. Minereul este masiv, cu < 15%

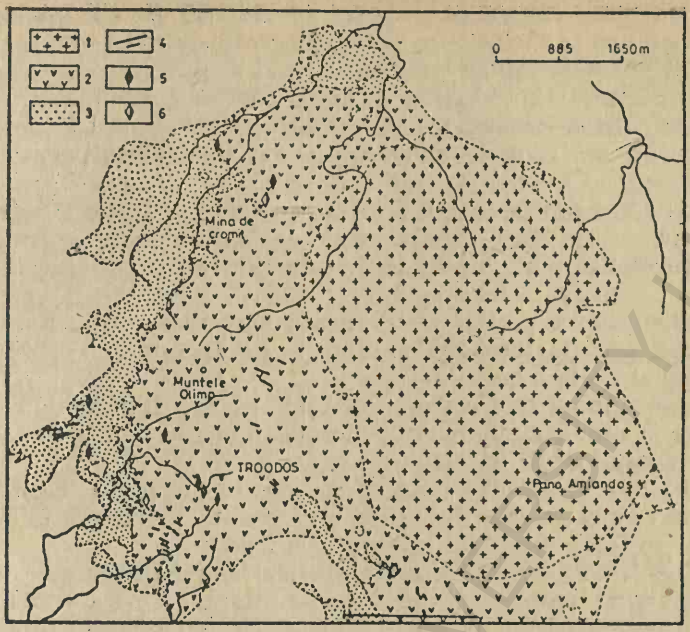

Fig. 4.15. Iviri și zăcăminte de cromit și asbest în regiunea Troodos [176] (cu modificări):

1 — bastit-serpentine; 2 — harzburgite; 3 — dunite; 4 — prospecte de asbest; 5 — mine de cromit; 6 — prospecte de cromit.

gangă (olivină, serpentină). Neuniformități de compoziție sînt remarcabile spre contacte unde minereul apare ca șlire la distanțe<10 cm. Stratificația are direcție VNV și NNV.

În 1980 Cipru a extras 34 546 t minereu, din care s-au obținut 16 023 t crom sau concentrate.

Mineralizațiile și zăcămintele de cromit cunoscute în Peninsula Balcanică continuă în Turcia, Iran și Pakistan, de-a lungul centurii de coliziune Alpino-Himalaiană. Ele se mai regăsesc între Filipine și Noua Caledonie, pe coasta de vest a Pacificului.

Districtul Moa, Cuba. În partea de NE a Cubei, în provinciile Holguin și Guantanamo se cunosc numeroase ocurențe de cromite asociate cu un complex ultrabazic de vîrstă cretacică. În această centură, parțial acoperită de o pătură lateritică, în districtul Moa se exploatează cîteva zăcăminte de cromite refractare (Guild, 1947 în [309]).

Complexul ultrabazic inițial constituit din peridotite, subordonat cromitite și piroxenite, este aproape complet serpentinizat. El conține uneori faciesuri mai puțin mafice ca gabbrouri, troctolite și anortosite.

Ultramafitele sînt intruse într-un fundament alcătuit din șisturi cloritoase, tufuri și lave bazice metamorfozate, marmure impure și diorite. În partea de vest a districtului Moa, acestea sînt acoperite de conglomerate de vîrstă cretacic superioară și depozite terțiare.

Concentrațiile de cromit se prezintă obișnuit fie ca aglomerări masive tabulare sau lenticulare cu 25% silicați interstițiali (olivină serpentinizată și produse de alterare a feldspaților) — minereu de bună calitate alcătuit din cromit fin și mediu granular, fie ca diseminări în dunite — minereu de calitate scăzută constituit din granule individuale anhedrale de cromit sau din cromite euhedrale și cristale scheelitice înlocuite de cromite.

Fiecare zăcămînt de cromit se află situat în peridotite și este îmbrăcat într-o pătură subțire (<1—2 m) de dunite. Contactele dintre cromit-dunite și dunit-peridotite sînt de regulă faliate. Texturile paralele sînt predominante.

Dimensiunile corpurilor tabulare sau lenticulare variază de la cîteva zeci de centimetri la 100—150 m lungime (pe înclinare), <100 m lățime (pe direcție) și <30 m grosime.

Falierile sînt așa de frecvente încît adesea, este imposibilă reconstituirea formei și dimensiunilor corpurilor de minereu. Unele falii sînt umplute de dyke-uri de gabbrouri.

Guild (1947, în [209]) consideră complexul ultramafic ca rezultat din diferențierea unei magme bazaltice. Fracția mafică cromitul și lichidul interstițial au fost subsecvent intruse prin fracturare.

Principalii componenți ai minereurilor din zăcămintele Cayoguan, Narciso și Potosi variază în următoarele limite : Cr_2O_3 = 38,03—39,62 ; Al_2O_3 = 24,96—30,96% ; Fe_2O_3 = 2,55—5,21% ; FeO = 10,36—14,00% ; MgO = 14,60—17,43% ; MnO = 0,03—0,15% ; CaO = 0,02—0,30% ; TiO_2 = 0,06—0,44% ; SiO_2 = 0,24—0,80% ; H_2O = 0,02—0,12% ; P_2O_5 = = 0—0,6% ; S = urme ; Cr/Fe = 1,86—2,64.

4.3.8. ZĂCĂMINTE DE Fe—Ti (V)

Diseminări de magnetit, ilmenit, rutil se cunosc în complexele ofiolitice metamorfozate și nemetamorfozate. În prezent importanța lor economică este redusă, datorită conținuturilor scăzute de Fe, Ti, V. Fără a face descrieri de asemenea mineralizații, precizăm că ortoamfibolitele din structurile orogenice precambriene și paleozoice conțin diseminări, de regulă, între 5—12 (rar > 15%) magnetit, 2—5% = ilmenit ; rutilul și anatasul sînt de asemenea prezente. Proporțiile sînt relativ asemănătoare și în complexele bazice și ultrabazice mezozoice.

Diseminări de ilmenit±magnetit sau rutil±magnetit se cunosc în gabbrourile cumulate și eclogitele stratelor de gabbrouri din ofiolitele de la Val di Vara în vestul Liguriei [465]. Tot în Italia, în ultramafitele serpentinizate ale complexului de la Cogne, valea Aosta, Zuffardi [465] citează prezența unor mineralizații masive de Fe (magnetit, hematit), subordonat Cu și Ni, de importanță economică.

De asemenea în Albania [335] gabbrourile melanocrate din centura de roci ultrabazice vestică cuprinde diseminări de titanomagnetite. Mineralizația apare ca diseminări, iar minereul cu structură mediu granulară alcătuit din ilmenit, magnetit, titanomagnetit, local sulfuri, conține 12,5% Fe, 5—6% TiO_2 și 0,2% V_2O_5.

În România, ultramafitele ofiolitice de la Baia de Aramă — Obîrșia Cloșani considerate de Savu et al. [359] drept olistolite în stratele de Sinaia (Cretacic inferior) din pînza de Severin, cuprind lentile mici și subțiri de magnetit±ilmenit, cromit, bornit, calcopirită, pentlandit, etc.

4.3.9. ZĂCĂMINTE ȘI IVIRI DE AZBEST

În multe regiuni orogenice, secvențele ultrabazice serpentinizate din complexele ofiolitice, indiferent de vîrstă, cuprind concentrații de azbest.

Dintre zăcămintele de azbest, cele cu azbest crisotilic, față de cele cu azbest amfibolic, sînt economic mult mai importante.

Zăcăminte de azbest crisotilic se găsesc în special în catenele cutate de vîrstă paleozoică (Eastern Townships în Quebec, Canada, Lowell, Vermont în S.U.A., Woodsreef în Australia, Urali și Siberia în U.R.S.S., Banat în România, etc.) și de vîrstă mezozoic-terțiară (Columbia Britanică, Canada, Japonia, Noua Zeelandă, Italia, Iugoslavia, Grecia, Cipru, Turcia, etc.).

Zăcămintele de azbest amfibolic sînt rare, aportul lor la producția mondială nedepășind 5%. În catenele cutate vechi principalele acumulări se asociază cu roci ultrabazice metamorfozate. Ele se cunosc în India (Andra Pradesh), Urali (Sîssert), U.R.S.S., Egipt, Bulgaria etc., unde se exploatează azbest antofilitic și Taiwan și Italia (Como) de unde se extrage azbest actinolitic, respectiv tremolitic.

4.3.9.1. IVIRI ȘI ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Dintre ivirile și zăcămintele de azbest de vîrstă cambriană s-au reținut pentru prezentare cele de la Rudăria-Berzasca și Urdele-Ștefanu.

Ultrabazitele precambiene din Carpații Meridionali cuprind numeroase iviri de azbest amfibolic și crisotilic. Acestea se cunosc în serpentinitele din cele mai de jos unități tectonice alpine — pînzele danubiene, respectiv pînza de Lainici în unitatea prealpină de Parîng seria de Drăgșan, pînzele danubiene superioare de Svinecea și Cozla cu seria de Ielova, pînza alpină de Urdele cu seria de Zeicani și pînza getică cu seria de Sebeș-Lotru (Munții Semenic, Mehedinți și Sebeș) [290].

Azbestul crisotilic este cunoscut în corpurile de ultrabazite de la Rudina Mare, Socolăț, Marin Izvor, Dealul Răchiții (II), Urda Mare (II), Ielova (II), Comoreșnița (II), Cracul lui Bojin (II), Cracul Rău (II), Poiana Popii (III) și Rugina (III). Cele mai mari corpuri sînt cele de la Rudina Mare (3 000 m lungime), Marin Izvor (2 800 m lungime, 5—100 m lățime), Urda Mare (2 500 m lungime, 150 m lățime) și Rugina (1 800 m lungime, 60—150 m lățime). Azbestul crisotilic formează rețea de filonașe (volburi) și filonașe izolate. La Urda Mare numărul de filoane depășește 230. Grosimea acestora este obișnuit 1—2 mm rar 5 mm, iar lungimile variază de la cîțiva metri la zeci de metri. Lungimile rețelelor filoniene au fie cîțiva metri sau zeci de metri, dar pot atinge și 400 m (Urda Mare).

Azbestul amfibolic este reprezentat de antofilit (magantofilit, gedrit, amesit), actinot și tremolit. El prezintă aglomerări sub formă de filoane simple, corpuri lenticulare, cuiburi și mai rar rețele filoniene. Principalele corpuri cu azbest amfibolic sînt Marin Izvor, Urda Mare, Comoreșnița, Cracul lui Bojin și Ogașul Rău.

În pînza de Urdele, seria de Zeicani reprezintă o lamă subțire situată imediat sub pînza getică. Corpurile de serpentinite de la Urdele-Ștefanul, Găuri , etc., înconjurate de șisturi verzi (foste amfibolite), cuprind în părțile puternic tectonizate, fisuri și cuiburi de azbest amfibolic subordonat crisolitic [123]. Ivirile sînt considerate ca lipsite de interes economic.

Plavişeviţa-Eibenthal, Agadici, România. În partea sudică a Banatului, în cadrul unităţilor danubiene superioare, într-o poziţie inferioară se află unitatea alpină de Almaj, constituită din trei unităţi prealpine: Mraconia, Iuţi şi Ogradena. Corpul de ultrabazite paleozoic inferioare de la Plavişeviţa-Eibenthal (fig. 4.13) se află în unitatea de Iuţi. Cele mai importante acumulări de azbest crisolitic din ţară sînt asociate cu acest corp [407, 384, 290]. Ele se cunosc în următoarele arii: Ogaşul Mare-Ogaşul Mic, Valea Tişoviţa-Valea Govedari, Cozelişte, Şura, Dîlma, Potcoava, Tisnit-Goruni, Prisloape, Puşcarschi, Cozicea Mare-Cozicea Mică, Valea Morilor-Valea Lomuri şi Valea Teiului.

În prezent se exploatează acumulările de la Cozicea Mare-Cozicea Mică, Potcoava, Trestii şi Tisnit-Goruni. Aceste acumulări, ca şi majoritatea ivirilor, sînt situate în treimea sudică a masivului de serpentinite, în zona delimitată de paralela localităţii Tişoviţa la sud, valea Plavişeviţa la est, Dunărea la est şi Valea Puşcarski la vest.

În ariile menţionate, azbestul crisotilic apare în special în serpentinite apodunitice unde formează reţele filoniene şi volburi. Reţelele filoniene reprezintă două sau mai multe filonaşe orientate relativ paralel, legate prin alte filonaşe oblice sau perpendiculare. Grosimea reţelelor filoniene variază de la cîţiva mm la 10—15 cm. Volburile sînt cunoscute pe valea Tisnit, Valea Tişoviţa şi Valea Morilor. Ele reprezintă mai multe reţele filoniene care se întretaie. Frecvent reţelele filoniene de crisotil sînt situate în imediata vecinătate cu filoanele de tonalite, plagioclazite şi granite, cu care sînt, de obicei, paralele.

Umplutura fisurilor din reţelele filoniene şi din volburi este alcătuită în cea mai mare parte din fibre de crisotil, subordonat magnetit, serpophit şi fragmente de serpentinite. În fisuri fibrele de crisotil sînt dispuse perpendicular faţă de perete, mai rar oblic şi paralel. Fisurile pot cuprinde 1—3 rînduri de fibre. Fibrele sînt drepte şi mai rar ondulate. Limitele dintre ele şi pereţi sînt nete.

Corpul de ultrabazite de la Agadici [290] este situat în pînza austrică supragetică inferioară de Bocşa. El cuprinde cîteva reţele filoniene de azbest amfibolic. Cea mai importantă ivire este cea situată în metaserpentinite wehrlitice de pe Ogaşul Sec. Aici corpul cu azbest are o lungime de 350 m şi lăţime medie de 130 m. El este orientat în general NE-SV, conform cu orientarea metamorfitelor în care se localizează. Cele peste 30 de filoane identificate au grosimi ce variază de la mm la cîteva zeci de centimetri, frecvente fiind grosimile centimetrice.

Azbestul tremolitic din filoane se prezintă sub două varietăţi: una albă-argintie cu luciu mătăsos cu fibre flexibile şi separabile prin descuamare care reprezintă sortul valorificabil şi alta cu rigiditate avansată, nevalorificabilă. Calitatea azbestului: fibre $>$ 5 mm = 0,23%; fibre 1—5 mm = 64,50%; fibre 0,5—1 mm = 11,00%; solubilitate la HCl la temperatura camerei timp de 7 zile = 81,10%.

Tremolitul constituie majoritatea umpluturii filoanelor. El apare sub formă de fibre şi fibre aciculare, dispuse paralel între ele şi aproximativ perpendicular pe pereţii fisurilor.

Fisurile mai cuprind talc, calcit, titanit şi magnetit.

Jugoslavia. Principalele zăcăminte de azbest crisotilic din Jugoslavia — Bosanko Petro Selo, cca 20 000 t fibre, în nordul Bosniei, Korlacé, etc., ca și alte acumulări mai mici — sînt asociate cu serpentinitele și/sau peridotitele mezozoice din provinciile metalogenetice dinarică și serbo-macedoneană [205]. Mineralizațiile apar în zone de fracturare cu lățimi de 50—70 m și lungimi de 150 m ; media fibrelor de azbest nu depășește 2%.

Grecia. Rocile bazice și ultrabazice metamorfozate și nemetamorfozate de vîrstă cretacic superioară din Grecia cuprind deopotrivă filoane subțiri de azbest crisotilic și amfibolic. Principalul zăcămînt Kozani (Macedonia) se află în serpentinitele din interiorul și de la periferia masivului Vourinos [271]. Azbestul crisotilic apare sub formă de slip-fibre și rețea de fisuri. El aparține gradului 4 (Clasificarea canadiană). În 1979 rezerva zăcămîntului Kazani a fost de 100 mil. t rocă cu azbest.

Albania. Corpuri de minereu de dimensiuni mai mari, ca în cazul zăcămîntului Puka, însoțesc zonele de fracturi din rocile bazice și ultrabazice puternic serpentinizate. Crisotilul umple fisurile și rețeaua de fisuri (0,5—5 mm), este perpendicular pe planul acestora, iar cantitativ variază între 0,5—10% ; culoarea variază între verde-gălbui și alb-argintiu, iar lungimea fibrelor nu depășește 1,5 mm.

Cipru. Cele mai mari zăcăminte apar într-o arie de cca 23 km^2 alcătuită din bastite serpentinizate situată în versantul estic al Masivului Troodos ; alte iviri și zăcăminte se află în aceleași roci situate în partea centrală și de vest a masivului. Crisotilul se concentrează pe fisuri monominerale sau în cele de picolit (>2 cm grosime) unde ocupă o poziție centrală. El apare ca fibre (< 1,5 cm) dispuse paralel („slip fibre') sau perpendicular („cross-fibre") cu/pe planele fisurilor. După Bear [23] crisotilul s-a format prin serpentinizarea harzburgitelor datorită cantităților mari de apă meteorică și metamorfică. Apa s-a format fie la temperatură scăzută, în apropiere de suprafață, fie la cca 100°C, în condiții de abundență a O^{18}.

România. În cadrul pînzei de Severin corpurile de ultrabazite (dunite, peridotite, etc.) de la Podeni-Izverna, Valea Ciobanului, Pietrele Vinete, Dosul Elchii și Comoriștea cuprind sporadice filonașe de azbest crisotilic, cu grosimi milimetrice sau submilimetrice (<1% din masa rocii) ; lungimile fibrelor rar depășesc cîțiva centimetri.

Savu et al. [359] consideră rocile bazice și ultrabazice din pînza de Severin drept o olistostromă situată între microplaca transilvană și microplaca moesică. Olistostroma menționată are o matrice pelitică — „stratele de Azuga" situate în baza sedimentelor flișoide de Sinaia și Comarnic. După autorii menționați bazaltele situate în poziție stratigrafică inferioară ca și ultrabazitele serpentinizate±azbest de deasupra provin dintr-un nivel inferior al seriei ofiolitice inițiale.

Rocile pînzei de Severin sînt afectate de anchimetamorfism, iar șariajul acesteia a avut loc în timpul Senonianului (faza laramică).

În activitatea de prospecțiune și explorare pentru azbest trebuie să se aibă în vedere următoarele :

— azbestul crisotilic trebuie considerat ca fiind format ca urmare a circulației soluțiilor hidrotermale prin roci ultrabazice sau prin metamorfozarea în faciesul șisturilor verzi a acestora. Rocile favorabile formării acestuia sînt dunit-harzburgitele ;

— zăcămintele de azbest crisotilic se formează cu precădere în corpurile de roci ultrabazice străbătute sau situate în vecinătatea unor intruziuni de roci granitoide. Zonele de forfecare sînt favorabile formării azbestului crisotilic de tip „slip fibre" ;

— prezența azbestului amfibolic este strict dependentă de gradul de metamorfozare al rocilor ultrazabice. Azbestul krokyodiditic, amositic și antofilitic este prezent în roci ultrabazice puternic metamorfozate, iar azbestul tremolitic se regăsește, de regulă, în aceleași roci dar metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

4.3.10. ZĂCĂMINTE DE MAGNEZIT ȘI TALC

Mineralizații in situ de magnezit și talc în roci ultrabazice ofiolitice se cunosc în Italia [283], Iugoslavia [205], România, Grecia [271], Sudan, Cipru, în partea de sud-est a deșertului din Egipt, etc.

Dintre concentrațiile de interes economic mai importante menționăm :

1. Zăcămîntul de magneziu Goles (filoane 1 200 m/0,5—15 m ; 44—49% MgO, 0,2—1,5% CaO și 0,2—5,0% SiO_2) și zăcămintele de talc Mușici și Zarkovac (Bosnia) din **Iugoslavia** asociate masivului de serpentinite de la SW de Priștina și respectiv masivul de peridotite Ozren. Magnezitul în principal și subordonat opalul, calcedonia și sepiolitul caracterizează zăcămintele de magnezit, în timp ce talcul, calcitul, cuarțul, cloritul, magnezitul, rar pirită, însoțesc talcșisturile și talcitele.

2. Zăcămintele sub formă de filoane, stockwork-uri și mase neregulate de magnezit din peninsula Chalkidiki (Vardas și Gerakini) și Manroudi în Euboea, din **Grecia** care este una dintre principalele țări producătoare de magnezit de bună calitate din lume [271]. Magnezitul are frecvent textură coloidală, iar minereul de bună calitate conține : 46,6% MgO, 49,9% CO_2, 1,35% SiO_2, 0,70% CaO și 0,85% $Fe_2O_3+Al_2O_3$. Concentratul are 94% MgO. Zăcămintele au rezultat din circulația soluțiilor hidrotermale de temperatură scăzută bogate în carbonați prin serpentinite. Rezervele totale de minereu de magnezit ale Greciei depășesc 15 mil. t (posibil 30 mil. t).

4.4. ZĂCĂMINTE ASOCIATE FALIILOR TRANSFORMANTE DE EXTENSIE DORSALE-DORSALE

Cadrul tectonic. Termenul „falii transformante" a fost utilizat pentru prima dată de Wilson [447]. Prin ele s-au explicat atît expansiunea și compartimentarea fundului oceanic, cît și transformarea unei mișcări de creare și consumare a acestuia. De asemenea, tot prin acestea s-a explicat de ce sensul de compensare în expansiunea segmentelor ridge-urilor oceanice este diferit de cel determinat de faliile transcurente.

Faliile transformante domină intersecția a două șanțuri (trenches) sau reprezintă verigi de legătură între un șanț și ridge-ul în expansiune. Ele sînt rezultatul mecanismului de expansiune și pot reprezenta rupturi de ordin prim în litosferă. În ridge-uri aceste falii pot avea cîteva sute pînă

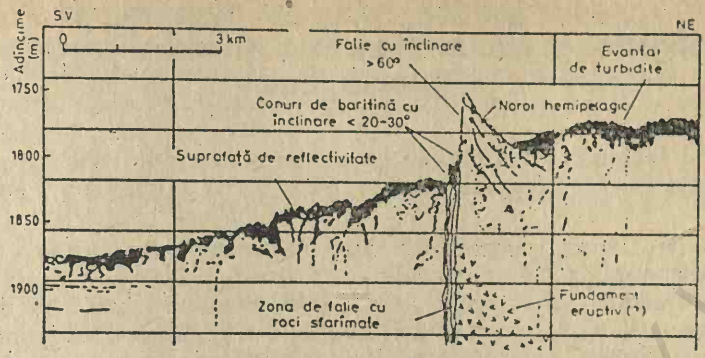

Fig. 4.16. Profil acustic (3,5 kHz) de-a lungul faliei San Clemente [260] (cu modificări).

la mii de kilometri lungime (fig. 1.2), iar adesea formează abrupturile marine. Se crede că rata de expansiune a ridge-urilor influențează direcția faliilor ; expansiunea înceată determină falii oblice, iar expansiunea rapidă conduce la falii perpendiculare pe ridge. Collete [97] susține că faliile transformante din ridge-uri provin din contracția termică a zonelor de sudare în timpul răcirii crustei oceanice. Această crustă în interiorul zonelor transformante cuprinde la suprafață roci gabbroice și ultrabazice. Roci bazice pot fi intruse în zona de fractură a terminației ridge-ului, în timp ce ultrabazite se regăsesc deopotrivă în segmentele transformante și netransformante.

Zăcăminte minerale. Procesele de metalogeneză asociate faliilor transformante au generat : iviri și zăcăminte de pirită cupriferă tip Cipru, sedimente terigene bogate în Fe și Mn similare celor observate în ridge-uri, ca în cazul zonelor de fracturi Romanche și Vema din ridge-ul Medio-Atlantic [348] ; cîmpuri geotermale bogate în metale (Selton Sea) asociate faliei San Clemente (fig. 4.16) și sedimente bogate în metale ca în cazul celor observate în gropile din Marea Roșie, situate la intersecția faliilor transformante cu axele ridge-urilor. Datorită intenselor fracturări și brecifieri, și permeabilității ridicate a apelor calde marine bogate în metale atît faliile transformante cît și intersecțiile lor cu axele ridge-urilor sînt favorabile concentrărilor de minereuri.

Zăcămîntul de baritină recent descoperit (Lonsdale, 1979, în [283] la o adîncime de 1 800 m în zona faliei San Clemente, în larg față de San Diego (Oceanul Atlantic) și în tronsonul blocului Pacific-American reprezintă principalul argument referitor la rolul de metalotect al faliilor transformante. Acumularea amintită reprezintă movile cu înălțimi mai mari de 10 m alcătuite din baritină friabilă situate la baza pantelor sud-vestice ale faliei și din noroi hemipelagic negru pe rama nord-vestică a acesteia. Baritina apare ca mici cristale tabulare acoperite de cruste fine de oxizi de Mn. După Lonsdale [260] zăcămîntul de baritină menționat reprezintă depuneri recente din izvoare hidrotermale, rezultate din infiltrarea apei de mare în rocile fracturate, reducerea sulfaților prin reacții cu lavele și antrenarea Ba în soluții bogate în clor.

4.5. ZĂCĂMINTE ASOCIATE PUNCTELOR FIERBINȚI INTRACONTINENTALE ȘI MAGMATISMULUI ANOROGENIC

Cadrul tectonic. Zăcămintele ca și cadrul tectonic asociate punctelor fierbinți aparțin domeniului continental. Ele nu au legătură cu procese orogenice.

Punctele fierbinți reprezintă spini sau panași de manta ce străbat crusta continentală. Ele apar acolo unde litosfera este mai mult sau mai puțin staționară în raport cu mantaua și unde au loc manifestări crustale de ridicare a acesteia din urmă (Morgan, 1972). Asemenea procese confirmă interacțiunea ce există între litosferă și astenosferă și care, în esență, explică tectonica plăcilor. În domeniile continentale formarea punctelor fierbinți este în directă legătură cu rata relativă de mișcare dintre astenosferă, sursa acestora și litosfera de deasupra [78]. Burke și Dewey [75] consideră că rifturile din Africa sînt situate pe domurile termale de deasupra punctelor fierbinți. În acest continent după Thiessen et al. [405] ar exista cca 36 de puncte fierbinți.

Alunecarea litosferei deasupra unor puncte fierbinți este marcată de prezența unor linii de vulcani alcătuiți în special din bazalte și riolite. Ca exemple se pot menționa vulcanii bazaltici de vîrstă terțiară din estul Australiei (Wellman și McDougall, [443] și Masivul central francez și magmatismul riolitic și bazaltic din ariile Snake River Plain și Yellowstone [361]. În Africa, în Jos Plateau din Nigeria, punctele fierbinți recunoscute cuprind magmatite alcaline în structuri inelare. Asemenea structuri sînt constituite în special din riolite, carbonatite, granite peralcaline, roci alcaline nesaturate și granite peraluminoase subordonat trahite și bazalte. În general se admite că rocile eruptive apar acolo unde mișcările crustei continentale de deasupra sînt neglijabile sau neînsemnate. Aceste roci pot fi reprezentate de bazalte, roci mafice peralcaline, carbonatite, roci acide peralcaline și peraluminoase. Ele reprezintă fie derivate directe din manta, fie produse ale unor procese anatectice.

De notat marea diversitate a condițiilor tectonice de apariție și formare a carbonatitelor și zăcămintelor asociate. Ele sînt controlate [305] de falii profunde care taie deopotrivă fundamentul și marginile cutate; de faliile profunde situate la joncțiunea unor structuri cutate; zone de rift și generatoare de rifturi; falii circulare și alte falii existente în zone de activitate a unităților structurale consolidate (platforme, scuturi). Din aceste considerente carbonatitele și zăcămintele asociate vor fi tratate unitar la acest subcapitol. Precizări de acest ordin rezultă din valorile raportului $^{87}Sr/^{86}Sr$ care necesită o atentă interpretare [57].

Zăcăminte minerale. Zăcămintele asociate punctelor fierbinți intracontinentale se situează în sau în imediata vecinătate a granitelor peraluminoase, a intruziunilor alcaline și a curgerilor de lave [283]. Ele pot reprezenta acumulări de Sn și Nb asociate genetic cu intruziuni de granite peraluminoase și peralcaline, de U în granite peralcaline, de apatit, magnetit, vermiculit și piroclor în carbonatite și de safire și rubine în bazalte basanitoide.

Magmatismul anorogenic asociat punctelor fierbinți a generat după Sawkins [261] următoarele tipuri de zăcăminte : de Sn în granite anorogenice ; de Fe-Ti în anortozite ; de Cr, elemente platinoide și Co-Ni în complexe stratificate mafice ; de apatit, vermiculit, Fe, Cu, Co, Ni în carbonatite.

4.5.1. ZĂCĂMINTE DE STANIU ASOCIATE MASIVELOR GRANITOIDE ANOROGENE

Principalele acumulări de Sn asociate granitelor anorogene se cunosc în Jos Plateau-Nigeria, Randonia-Brazilia și statele învecinate din Amazonia [375, 283, 361]. Alte mici zăcăminte apar în regiunile Air și Zinder din Niger, Mayo Darlé în Camerun, masivul Hoggar în sudul Algeriei și extinderile acestuia în Ardar des Horas în Mali, Sabaloka în nordul Sudanului, sud-estul Egiptului, în regiunea Tibesti din Ciad, în sudul Marocului și în provincia Damarland din Namibia [375]. Alte zăcăminte similare pot fi asociate cu granitoidele de rapakivi din U.R.S.S. și Finlanda sau cu masive granitice de aceeași vîrstă (Proterozoic) din Missouri, S.U.A. Unele mineralizații de Sn, similare celor menționate, ar putea exista și în fundamentul Platformei Moldovenești.

Jos Plateau, Nigeria. Regiunea Jos Plateau este situată în partea nordică a Nigeriei. Ea cuprinde peste 40 de complexe intrusive inelare cu diametre mai mari de 25 km, toate situate într-o centură orientată N—S cu lățimi de 200 km [410]. Aceste complexe intrud roci cristaline și eruptive precambriene și sînt de vîrstă jurasică. Ele fac parte dintr-o centură mult mai mare, lungă de 1 300 km, orientată N—S cu extinderi în Niger (fig. 4.17). Granitele peralcaline albit-riebeckitice alcătuiesc complexele menționate ; subordonat ele mai cuprind hastingsite subalcaline și granite cu biotit [278].

Mineralizațiile de staniu sînt asociate cu granite biotitice și s-au format în două etape : una timpurie, postmagmatică de tip diseminat cu columbit, xenotim, thorit și casiterit, și alta tîrzie, filoniană în greisene cu casiterit, sfalerit, calcopirită, galenă și pirită. Tipurile de alterări endogene ca și asociațiile paragenetice, inclusiv localizarea mineralizațiilor, sugerează faptul că acestea s-au format în cupola intruziunilor la mai puțin de 1 km sub suprafața originară.

Sursa crustală a staniului și magmelor este sugerată de valoarea 0,721 a raportului Sr^{87}/Sr^{86}. De subliniat că această ipoteză are suport și datorită faptului că mineralizațiile, ca și complexele intrusive de vîrstă jurasică se află la intersecția cu axa unei centuri cu mineralizații de staniu asociată granitelor vechi precambriene (fig. 4.17) (Hunter, 1973, în [283]).

Descreșterea progresivă spre sud-vest a vîrstei fiecărui grup de complexe intrusive, ca și a mineralizațiilor asociate din Nigeria și Niger, a fost pusă pe seama deplasării spre nord-vest în perioada Paleozoic mediu — Jurasic a Africii. După Turner și Bowden [411] această deplasare a determinat îndepărtarea sursei magmei generatoare din manta de dedesubtul unei structuri inelare, fapt ce a generat un sistem magmatic izolat, cu granite pronunțat diferențiate și probabil bogate în mineralizatori.

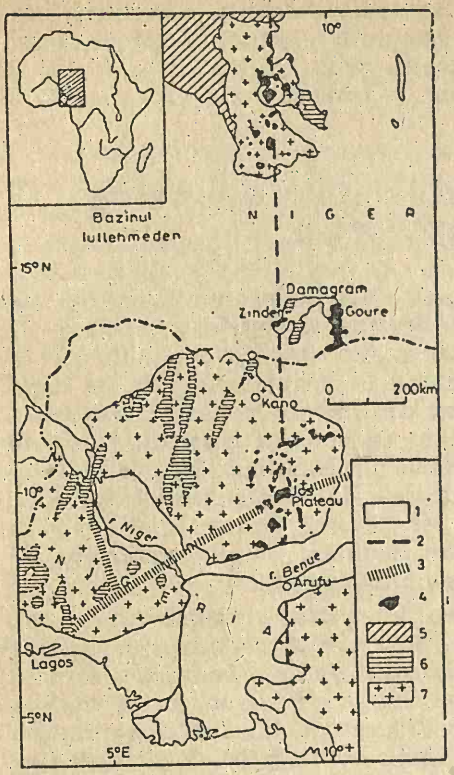

Fig. 4.17. Intruziuni granitoide anorogenice în Nigeria [410] (cu modificări). 1 — sedimente cretacice sau mai recente. Zonă cu mineralizații de Sn asociată granitelor; 2 — tinere; 3 — vechi; 4 — complexe de granite tinere; 5 — roci sedimentare paleozoice; 6 — centuri metasedimentare; 7 — fundament cristalin.

Randonia, Brazilia. O centură cu zăcăminte de Sn, orientată NE—SV și lungime de cca 250 km, domină regiunea Randonia din sud-vestul Brazilei [361, 375, 21, 283]. Aici se cunosc cca 30 de intruziuni inelare cu dimensiuni variind de la 5 la 20 km. Ele străbat în special șisturi cristaline puternic metamorfozate de vîrstă precambriană (> 750—1 000 mil. a.) și au origine crustal-anatectică ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}170 \pm 0{,}008$). Mineralizațiile apar ca filoane și corpuri de impregnare în greisene cu cuarț și mică verde ± topaz. Principalele parageneze sînt cuarț-casiterit și cuarț-casiterit-wolframit. Ca și în cazul districtului Jos Plateau, în districtul Randonia casiteritul este extras prin spălare și concentrare din aluviunile recente sau fosile din crustele de alterare ale rocilor cu mineralizații primare.

Eurayok și Kymi, Finlanda. Numeroase filoane și corpuri neregulate de tip metasomatic cu cuarț, mică, clorit, casiterit, minerale de beriliu (beril, genthelvit—$Zn_8[BeSiO_4]_6S_2$; bertrandit—$Be_4[Si_2O_7(OH)_2]$, wolfranit și sulfuri (sfalerit, galenă, calcopirită, pirită) se cunosc în intruziunile granitice cu topaz de tip rapakivi din regiunile Eurayoki (masivul Laitila) și Kymi (masivul Wiborg) [196]. Acestea abundă în zonele de greisen și, deși local prezintă conținuturi ridicate în Sn și Be, nu sînt importante economic.

4.5.2. MINERALIZAȚII DE URANIU ASOCIATE GRANITELOR ANOROGENE

În partea de sud-est a peninsulei Alasca, asociat cu granite posttectonice sodice și peralcaline bogate în Th, Nb și F, se cunosc mineralizații de uraniu (Rogers et al., 1978, în [283]). Zăcămîntul tipic este Bokan Mountain. Aici, un corp de granite peralcaline cu riebeckit, de vîrstă mezozoică, străbate sedimente de vîrstă proterozoică și paleozoic inferioară. Mineralizațiile apar atît ca diseminări în masa granitelor și aplitelor și pegmatitelor asociate, cît și ca filoane și fracturi în granite; porii rocilor din jur cuprind de asemenea mineralizații. După Rogers et al. (1978, în [283]), mineralizațiile și granitele provin din manta. Principalele

argumente invocate sînt absența rocilor sialice în adîncime, valorile raportului Th/U mai mari de 1 și valori mici ale raportului Sr^{87}/Sr^{86}. Tot Rogers et al. 1978, în [283], susțin că mineralizații similare celor din Bokan Mountain se cunosc în centura cu plutoni granitici de vîrstă paleozoic inferioară din statele Georgia, Carolina de Nord și Sud, Virginia și New England.

4.5.3. ZĂCĂMINTE DE Fe—Ti ASOCIATE ANORTOZITELOR

Numeroase corpuri de anortozite situate în condiții tectonice anorogenice cuprind mineralizații și concentrații economice de Fe și Ti. Dintre acestea, cele mai interesante și mai bine cunoscute se află în Nain Province din Labrador și provincia Grenville, Canada, Allari Lake în Quebec, Egersund în Norvegia, Suedia, U.R.S.S., Kunene în Angola și Mozambic etc. [361]. Distribuția acestor mineralizații arată o concentrare în două centuri : una în emisfera nordică (America de Nord, Scandinavia, U.R.S.S.) și alta sudică, în Africa și America de Sud. În ambele centuri vîrsta complexelor anortozitice este pre-permiană (1 600—1 000 mil. a.).

4.5.3.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Labrador, Canada

Masivele anortozitice din Labrador și Grenville prezintă o distribuție liniară cu orientare nord-sud, situîndu-se deopotrivă în orogenul Grenville și în medii anorogene (Nain Province). Vîrsta masivelor scade de la vest spre est și de la nord spre sud. Ele intrud gnaisele cuarțo-feldspatice proterozoice ca și rocile supracrustale de aceeași vîrstă. Unele dintre masive cuprind concentrații exploatabile de Fe și Ti. Oxizi de Fe și Fe-Ti apar ca diseminări, lentile și corpuri neregulate masive de ilmenit. Zăcămîntul Lac Tio conține peste 125 mil. t cu conținut mediu de 32% TiO_2 și 36% Fe.

Egersund, Norvegia. Zăcăminte importante de ilmenit-magnetit apar asociate cu corpurile anortozitice din regiunea Egersund. Aceste corpuri sînt interpretate [72] ca produse de diferențiere a unei magme leuconoritice, generată din magma bazaltică la o mare adîncime în crustă, în epoca Sveconorvegiană. Asemenea produse se regăsesc spre vest în Labrador, Canada. Complexul amfibolitic de la Egersund are o extindere estică spre rădăcina complexului Kongoberg-Bamble alcătuit din albitite cu zăcăminte de rutil, hematit, magnetit, magnezit și dolomit, interpretate ca diferențiate magmatice ale aceleiași magme parentale.

Provincia cu anortozite de la Egersund este de vîrstă precambrian medie și ocupă o suprafață de cca 1 000 km^2. Este alcătuită în special din anortozite și leuconorite, restul revenind noritelor și mangeritelor. La marginea provinciei amintite apar gnaise, gnaise cu intercalații de intruziuni mafice și migmatite. În cadrul provinciei s-au individualizat cinci masive — Egersund-Ogna, Holand și Helleren, Ana-Sira, Ørrestad și Hidra — și șapte zăcăminte de ilmenit-magnetit : Bakke-Ørrsland, BØ, Storgangen, Blåfjell, Tellnes, Koldal-Anker și Bilstadvann (fig. 4.18).

Masivul Egersund-Ogna este alcătuit din anortozite (rocile cele mai vechi) și are o formă de dom. Rocile au o structură mediu-granulară, sînt alcătuite din andezin (44% An) și cuprind cantități reduse de hipersten, ilmenit și magnetit. Un sheet noritic migmatizat cu grosimi de 100—1 000 m denumit Lakssvelefjeld-Koldal înconjoară masivul. Celelalte masive sînt

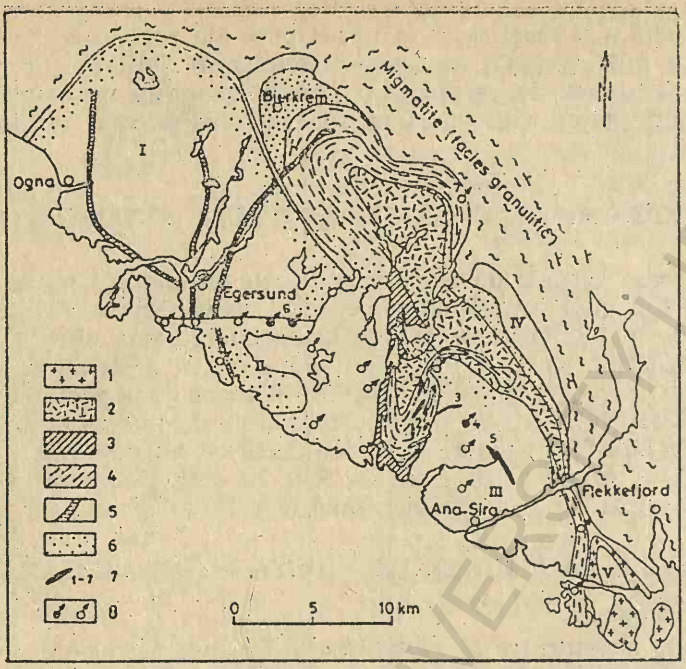

Fig. 4.18. Harta geologică a regiunii Egersund (după Bugge, [72]) :

Masive anortozitice : I — Egersund-Ogna ; II — Håland și Helleren ; III — Åna-Sira ; IV — Ørrestad ; V — Hidra. *Zăcăminte de magnetit-ilmenit :* 1 — Bakke-Orsland ; 2 — Bo ; 3 — Storgangen ; 4 — Blåfjelø ; 5 — Tellnes ; 6 — Koldal-Anker ; 7 — Bilstadvann ; 1 — farsundite ; 2 — cuarț-mangerite ; 3 — mangero-norite ; 4 — norite foliate ; 5 — sheet noritic ; 6 — anortozite, cu treceri gradate la leucogranite ; 7 — zăcăminte principale ; 8 — alte mine și prospecte.

alcătuite din anortozite, leuconorite și anortozite paraanatectice. Masivul Åna-Sira se caracterizează totuși printr-o mare varietate de roci : roci cu hipersten, uneori cu hipersten > 40 cm lungime, pegmatite noritice/andezin, hipersten, ilmenit etc.

Aproape toate zăcămintele de ilmenit situate pe coasta sud-vestică a Norvegiei (fig. 4.18) sînt asociate cu masivele anortozitice Håland, Helleren și Åna-Sira sau cu masivul noritic Hauge. Ele se numără printre cele mai mari și importante din Europa. Compoziția ilmenitului din zăcăminte variază în limite largi : $MgTiO_3 = 10—20\%$ (procente moleculare), $Fe_2O_3 = 10—16\%$ (procente moleculare) și 0,14% V_2O_3. Magnetitul cuprinde lamele de ilmenit și spinel, iar ulvospinelul (Fe_2TiO_4) apare rar. Raportul ilmenit : magnetit variază de la 2 la 100, iar cel al TiO_2 : ($FeO + Fe_2O_3 + TiO_2$) variază între 27 și 50% mol. în 30 de zăcăminte diferite. Dintre zăcămintele cunoscute menționăm Storgangen, Blåfjell și Tellnes ; peste 75 de mici prospecte și mine se cunosc în partea de SE a regiunii Egersund [72].

Zăcămîntul Storgangen aflorează pe o suprafață de 80 000 m². El are o lungime de 2 km, o lățime de 50—100 m și cade cu 45—55° NV. Minereul reprezintă o alternanță de strate și lentile de norite cu ilmenit, leuconorite și anortozite, fiecare strat avînd lățimi de 0,5—10 m și 200—400 m lungime. Benzile bogate în ilmenit au 20—30% TiO_2, 5—10% magnetit, 30—35% plagioclaz și 20—25% hipersten.

Zăcămîntul Blåfyell este situat în masivul Åna-Sira, în partea nordică a noritului pegmatitic cu ilmenit. Zona pegmatitică este lungă de 4 km și lată de 300—800 m. În ea se află minereul care apare ca lentile și filoane.

Tot în masivul Åna-Sira se află zăcămîntul Tellnes, cel mai mare din regiunea Egersund. Acesta este asociat cu un corp mare de norite cu ilmenit, cu lungimea de 2,7 km, lățimea de 450 m și o suprafață de aflorare de 570 000 m². Corpul de minereu este omogen în cea mai mare parte. El cuprinde 35% plagioclaz, 15% hipersten, 39% ilmenit, 2% magnetit, 3,4% biotit și 3,5% minerale accesorii. În 1985 zăcămîntul avea 300 mil. t minereu cu 18% TiO_2. În același an s-au produs 840 000 t de concentrat de ilmenit, 46 000 t concentrat de magnetit cu 65% Fe și 0,6% V_2O_3. Prin flotare, concentratul anual de sulfuri (13 000 t) conține 4,5% Ni, 1,6% Cu și 0,8% Co.

Ruotivare, Suedia. În provincia Norrbotten, la 15 km NNW de Kvikkjokk, într-o arie din interiorul caledonidelor și cu roci de vîrstă precambriană se află zăcămîntul de Ti-Fe de la Ruotivare. Minereul este situat în anortozite cu feldspați saussuritizați și piroxeni transformați în amfiboli. Zona cu mineralizații are 1,5 km lungime, peste 300 m lățime și o suprafață de 387 mii m². Numeroase dyke-uri de metabazite de dimensiuni reduse intersectează minereul. Acesta este alcătuit din titanomagnetit, ilmenit și spinel (pleonast), uneori cu corundofilit, olivină, pirotină, pirită și högbomit — $Mg(Al, Fe, Ti)_4O_7$, ultimul pentru prima dată descris aici [168]. Minereul formează corpuri alungite paralel cu lineația și tabulare, dyke-uri, benzi și aglomerări în cuiburi. Rezerva totală de minereu a zăcămîntului, care încă nu este exploatat, este de 116 mil. t cu 38,2% Fe, 5,6% Ti și 0,17% V.

În partea de nord a **Namibiei** și în **Angola** pe suprafață de 17 000 km² se cunoaște suita anortozitică Kunene [425]. Complexul anortozitic este de vîrstă proterozoică (1,5 miliarde ani) și este constituit din 70% anortozite; restul revine granitelor și rocilor ultrabazice. Corpurile de minereu — magnetit titanifer — au un conținut mediu de 49,5% Fe și 18,7% TiO_2. Relațiile dintre minereul de Fe-Ti și rocile-gazdă (anortozite) sugerează formarea acestora prin segregări magmatice [361].

4.5.4. ZĂCĂMINTE DE Cr și Pt și Cu—Ni ASOCIATE COMPLEXELOR MAFICE STRATIFICATE

Un număr important de mineralizații de Cr și Pt și Cu-Ni sînt asociate genetic cu complexe mafice stratificate dezvoltate în zonele punctelor fierbinți intracontinentale. Dintre acestea, cele mai importante însoțesc complexe Stillwater (S.U.A.) și Sudbury (Canada) [361]; altele, mai puțin cunoscute și probabil asociate unor asemenea puncte fierbinți, apar în partea europeană a Platformei Ruse și în Antarctica (intruziunea Dufek).

Zăcămintele din complexul Stillwater, Montana, S.U.A. După Sawkins [361] complexul Stillwater (2,701 miliarde ani) reprezintă o manifestare magmatică a unui punct fierbinte situat într-un cadru tectonic anorogenic. El are o grosime de cca 6 000 m și cuprinde, din bază spre partea superioară, următoarele unități : o zonă bazală noritică și una ultramafică (1 200—2 000) (fig. 4.19) [276]. Zona ultramafică este constituită dintr-o subzonă inferioară formată dintr-o succesiune de strate de harzburgite și cromitite și una superioară constituită din bronzitite (Jones et al., 1960, în [361]). Cromititele reprezintă o alternanță de strate bogate în cromit cu strate bogate în olivină, de origine cumulată. Stratele de cromit au grosimi pînă la 1 m și lungimi de mai multe sute de metri. Minereul de crom extras a fost de peste 5 mil. tone. Mineralizațiile de Pt, ca și cele de Cu-Ni (mai puțin importante), însoțesc anortozitele din zona stratificată care are extinderi de peste 39 km. Zonele mineralizate mai importante au un conținut mediu de 22 g/tonă platină.

Complexul Stillwater prezintă mari similitudini structural-texturale, mineralogice și chimice cu complexul Bushveld din Africa de Sud. Prezența în acest complex a unor mineralizații asociate reef-ului Stillwater, similare genetic și paragenetic cu cele cunoscute în reef-ul Merensky, din complexul amintit, a determinat pe von Gruenwaldt (1977) [169] să considere formarea reef-urilor ca rezultat al mixtării a două lichide cu compoziție contrastantă. Procesele post-cumulus suferite de stratele de cromitite au modificat și îmbogățit mineralizațiile din grupa elementelor platinoide. Condițiile mai reducătoare și f_{S_2} scăzută au determinat în reef-ul Stillwater, comparativ cu reef-ul Merensky, un conținut mai ridicat de Pd decît Pt.

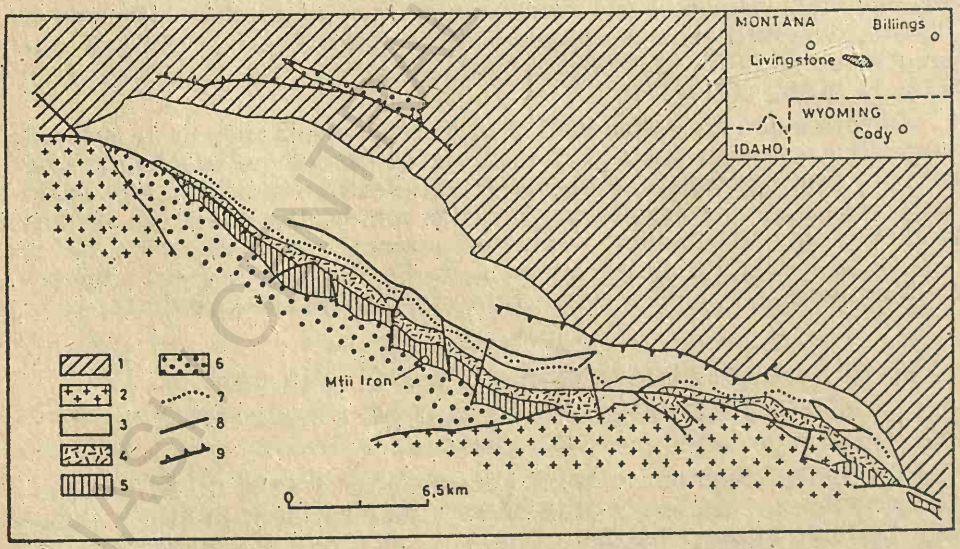

Fig. 4.19. Complexul Stillwater și orizontul bogat în platină [99] (cu modificări) : 1 — roci sedimentare ; 2 — granite ; 3 — norite, gabbrouri și anortozite ; 4 — membrul bazaltic ; 5 — peridotite ; 6 — roci metamorfice ; 7 — zonă de interes ; 8 — falie ; 9 — falie de încălecare.

Sudbury, Canada. Masivul de roci ultrabazice de la Sudbury [381, 291, 361] are o formă eliptică (50/2 km). El este alcătuit în special din norite și strate de pegmatite (fig. 4.20 a). Aceste roci de vîrstă precambriană (1,85—1,95 miliarde ani) separă fundamentul archean, în care a fost intrus masivul, de sedimentele și vulcanitele seriei de Whitewater. Minereul de nichel este asociat cu o serie de intruziuni subparalele din interiorul zonei bazale și cu dyke-urile radiare ce pleacă din aceasta. Relațiile dintre minereu și intruziunile subparalele, cît și breciile leucocratice nu sînt suficient clarificate.

Numeroase corpuri de minereu se situează în interiorul unor depresiuni sau intrînduri din interiorul zonei bazale la limita cu fundamentul. Ele cuprind în partea inferioară minereu masiv cu incluziuni mafice, în timp ce spre partea superioară se trece la tipul de minereu diseminat cu incluziuni mafice (fig. 4.20 b). Minereul cuprinde, în cantități variabile, pirotină, pentlandit și calcopirită ; pirita, cubanitul și milleritul apar sporadic. Naldertt și Kullerud [293] remarcă creșterea raportului Cu/Cu+ +Ni și Cu+Ni/Fe spre partea inferioară a multor corpuri de minereu.

Conținuturile ridicate ale raportului Sr din masivul Sudbury sugerează că acesta are drept sursă mantaua îmbogățită în elemente radioactive. Aceste date, ca și altele, infirmă afirmațiile lui Dietz (1964, în [361]) și French (1970, [361]) referitoare la formarea masivului dintr-un impact meteoritic.

Masivul Sudbury reprezintă cea mai mare sursă de nichel din lume [291] : cca 6 mil. tone de Ni și tot atîtea de Cu, precum și importante cantități de platină și alte elemente nobile au fost extrase.

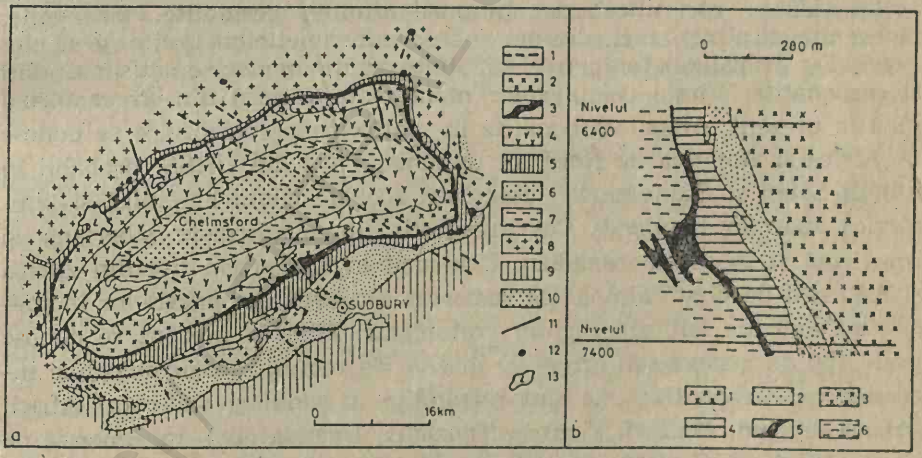

Fig. 4.20. Harta geologică a complexului Sudbury (a) (după Naldrett, 1981, cu modificări) și secțiune prin zona Creighton, Sudbury (b) [386] (cu modificări).

a : 1 — dyke-uri de diabaze cu olivină. Intruziunea Nichel ; 2 — micropegmatite ; 3 — gabbrouri ; 4 — norite și roci substratificate ; 5 — norite bazale. Fundament : 6 — gresia Chelmsford ; 7 — argilitele Onwalin ; 8 — gnaise și granite ; 9 — cuarțite ; 10 — greywacke, arcoze, roci vulcanice bazice și acide ; 11 — falie și zone de zdrobire ; 12 — zăcăminte de sulfuri ; 13 — lac ; b : 1 — norite ; 2 — sulfuri diseminate cu aspect zdrențuros ; 3 — sulfuri interstițiale diseminate în norite ; 4 — incluziuni de sulfuri în gabbroperidotite ; 5 — incluziuni de sulfuri masive ; 6 — culcuș.

4.5.5. ZĂCĂMINTE ASOCIATE CARBONATITELOR

Deși puțin numeroase comparativ cu alte masive de roci eruptive, diferite prin constituția petrografică și chimică, masivele cu carbonatite prezintă un interes deosebit. Aceasta datorită numărului însemnat de elemente și minerale neferoase concentrate în carbonatite [381, 361, 313]. Carbonatitele conțin : 80—99% carbonați, din care în special carbonații calcici (sövitele lui Broger, 1890) predomină ; rar și foarte rar apar dolomit, ankerit, siderază, manganiferă și minerale accesorii. Ele sînt însemnate prin numărul mare de minerale accesorii (peste 70) [381], dintre care în ordinea predominanței și a importanței menționăm : flogopit, apatit, pirocior — $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_6(OH, F)$, baddeleyit sau brazilit — ZrO_2, perovskit-knopit-disanalyt — $(Ca, Ce)(Ti, Fe^{3+}, Nb)O_3$, minerale ale pămînturilor rare ca sinchisit — $Ca(Ce, La)(CO_3)_2F$, parisit — $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$ și bastanaesit — $(Ce, La)(CO_3)F$. Carbonatitele au concentrații mari de P, Cl, Ti, Fe, Cu, Zn, Pb, Pt, Zr, Nb, TR (din grupa Ce), S, Ba, Sr, Th ± U.

Carbonatitele sînt componente ale complexelor intrusive ultrabazice alcaline formate în special în platforme și scuturi care, de regulă, au o structură concentric-zonară. Aceste intruziuni pot reprezenta [381] : 1) stock-uri concentric-zonare de tip coșuri vulcanice ; 2) lopolite de forma sheet-urilor conice ; 3) sisteme de dyke-uri inelare sau semiinelare care umplu fracturile conice adînci ; 4) intruziuni hibride care pot încorpora structurile celorlalte trei tipuri. Evoluția magmatismului în complexele intrusive cu carbonatite este în general următoarele : injecții de magme ultrabazice → succesiuni de magme ultrabazice alcaline → carbonatite. Patru tipuri principale de roci sînt deosebite în complexele cu evoluția arătată [381] : roci ultrabazice timpurii (dunite, peridotite, piroxenite, piroxenite alcaline), roci alcaline subsecvente (melteigit-ijolite și sienite nefelinice și alcaline), fenite (roci rezultate printr-un metasomatism alcalin) și carbonatite. Vîrsta complexelor menționate variază din Precambrian pînă în prezent. Actual carbonatite în platforme prepaleozoice se cunosc în Africa și America de Nord, în regiunea Tuva din URSS, probabil în munții Saian și Scandinavia ; asemenea roci de vîrstă hercinică și kimmerică apar în Peninsula Cola, respectiv în platformele siberiană și braziliană și în scutul canadian. Cele mai multe carbonatite din Africa și Asia sînt de vîrstă alpină. De remarcat asocierea carbonatitelor în special cu zone de rift din regiuni cratonizate. Pînă în prezent se cunosc peste 150 de masive sau grupe de masive de roci ultrabazice-alcaline intrusive cu carbonatite. Ele sînt răspîndite în sudul și sud-estul Africii (Africa de Sud, Malawi, Zambia, Tanzania, Uganda etc.), în America de Nord (S.U.A. și Canada), în America de Sud (Brazilia), în Asia (India, Munții Saian, R. A. Tuva, rîul Aldan, Sett-Daban, Taimir, Anabar în U.R.S.S.) și Europa (peninsula Kola, Ucraina, Finlanda, Norvegia, Suedia, R. F. Germania, România).

Zăcămintele de carbonatite pot reprezenta stock-uri, dyke-uri conice cu căderi spre interior, dyke-uri inelare cu căderi spre exterior și dyke-uri radiare (fig. 4.21). Privite sub aspectul valorificării mineralelor sau al elementelor conținute, zăcămintele de carbonatite se împart în patru tipuri :

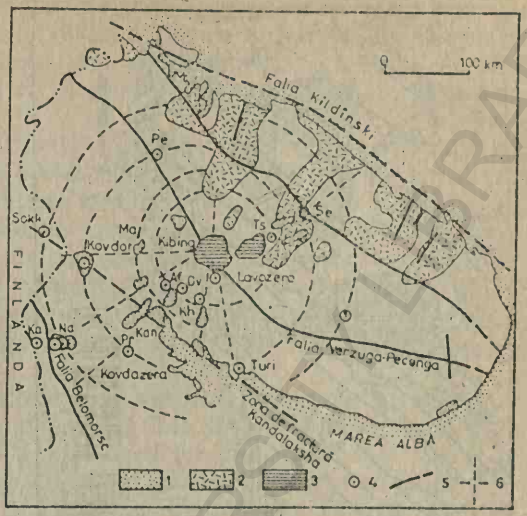

Fig. 4.21. Distribuția complexelor mafice și alcaline și a carbonatitelor în peninsula Kola [25] (cu modificări).

1 — zonă de dyke-uri cu roci alcaline și carbonatite ; 2 — zonă de dyke-uri cu roci ultramafice și mafice ; 3 — masive alcaline principale ; 4 — masive de tip central ; 5 — dyke-uri principale de roci bazice ; 6 — falii majore ; Af — Afrikonda ; Ka — Kalva ; Kan — Kandala Ksha ; Kh — Khabazero ; Na — Namavara ; Ov — Ozernaia Varaka ; Pe — Pecenga ; Se — Sey-Yarvi ; Ts — Tsinkelyarvi ; Ma — Mavroguba.

1) carbonatite cu mineralizații de apatit-magnetit±vermiculit ; 2) carbonatite cu mineralizații de piroclor ; 3) carbonatite cu mineralizații de TR±strontianit și 4) carbonatite cu mineralizații de Cu, Th, U și baddeleyit.

Spațial și genetic zăcămintele de carbonatite sînt asociate cu complexe plutonice și vulcano-plutonice ale seriei potasice de roci bazaltice alcaline. Principalele argumente sînt : conținuturile de TR, Ba, Sr, F și P în roci ; relații direct proporționale între aceste concentrații și raportul K/Na în rocile bazaltice alcaline și conținuturile mari în bazaltele potasice și ultrapotasice ; existența unor minerale tipomorfe în rocile bazaltice alcaline, ca fluorapatit (2—4% TR_2O_3), oxizi de Ba și Ti (proderit), biotite cu Ba—Ti (20% BaO și 17% TiO_2), fluorflogopit și biotite bogate în Ti, richterite bogate în Sr.

În activitatea tîrziu-magmatică și postmagmatică în zăcăminte se formează : fluorflogopit, feldspați potasici, silicați (ortit, chevkinit), silicofosfați (britholit) și fosfați (monazit, apatit cu 10—13% TR_2O_3) ai TR, silicați de Ba și Ti (bafertisit, batisit, baotit), mai multe generații de fluorină, fluorcarbonați și carbonați ai TR, Ca, Ba, Sr (bastnaesit, parisit, sinchisit, ancilit ; hwanghit, carbocernait etc.), sulfați de Ba și Sr (baritină, barito-celestină, celstină) și carbonați (strontianit, benstonit) și minerale de Fe (titanomagnetit, magnetit, hematit, siderit, ankerit).

Raporturile izotopilor Sr^{87}/Sr^{86} și valorile δ S^{34} din mineralele zăcămintelor arată similitudini cu condritele și că elementele fluidelor mineralizante au avut o origine poligenetică : K, Ti, TR, Ba, Sr, P și S provin din manta, Fe, CO_2, etc. au sursă mantaua și crusta, iar Ca, Mg, Si, Al sînt preluate din crustă.

4.5.5.1. CARBONATITE CU MINERALIZAȚII DE APATIT-MAGNETIT±VERMICULIT

Acest tip de mineralizații este foarte răspîndit. El este cunoscut în Africa (Africa de Sud, Zimbabwe, Malawi etc.), Canada, America de Sud (Brazilia) și Europa (U.R.S.S., Finlanda, Suedia și Norvegia).

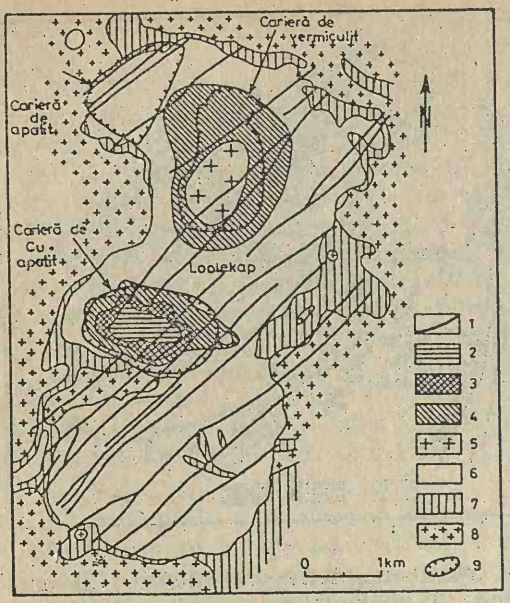

Fig. 4.22. Harta geologică a complexului Palabora (după Jager, Fourie, 1978, [285, 361], cu modificări) :
1 — dyke-uri de dolerite ; 2 — carbonatite ; 3 — foscorite ; 4 — piroxen vermiculite cu olivină, pegmatoide ; 5 — olivin vermiculite pegmatoide ; 6 — piroxenite și glimmerite ; 7 — sienit-fenite ; 8 — granite vechi ; 9 — carieră.

Africa. Partea de est a Africii cuprinde numeroase centre alcaline și complexe de carbonatite situate în special în interiorul sau în apropierea riftului est-african.

Principalele mineralizații primare de apatit-magnetit ± vermiculit se cunosc la Palabora în Africa de Sud, Dorowa și Shawa în Zimbabwe. La Glenover în Africa de Sud, Bukusu în Uganda, Tundulu în Malawi se menționează mineralizații secundare supergene de fosfați, iar soluri reziduale bogate în apatit au fost întîlnite la Sukulu în Uganda [283].

Complexul carbonatic de la Palabora este de vîrstă precambriană (Hanekom et al., 1965 și De Yager și Fourie, 1978, în [283]. El reprezintă o intruziune de piroxenite de formă alungită (6,5/2,5 km) cu un dop de carbonatite în partea centrală, spre periferie urmînd phoscorite (roci cu olivină-magnetit-apatit, larg cristalizate) și roci pegmatoide serpentinizate cu olivină-vermiculit-piroxen (fig. 4.22). În prezent la Palabora se exploatează (Mitchell, Garson, 1981) : carbonatite și phoscorite pentru Cu-apatit și pegmatite olivin-vermiculitice pentru vermiculit (flogopit alterat). De reținut că piroxenitele bogate în apatit reprezintă cel mai mare zăcămînt din lume de fosfați — cca 3 miliarde tone de concentrat de apatit (36,5% P_2O_5) [283].

Zăcămintele Darowa și Shawa din Zimbabwe se află la cca 160 km sud-sud-est de Harare. Ele se situează în masive intrusive cu carbonatite, roci alcaline și roci bazice și ultrabazice de vîrstă precambriană.

Zăcămîntul Dorowa reprezintă o pipă situată într-un corp în formă de coadă de cal cu lungimea de cca 3,5 km alcătuit din fenite și ijolite [318]. Aici carbonatitele ocupă partea centrală a masivului intrusiv, spre periferie dezvoltîndu-se o zonă de fenitizări cu sienite bazice, ijolite și piroxenite care au rezultat probabil prin înlocuiri metasomatice ale rocilor-gazdă. Carbonatitele conțin mineralizații de apatit, magnetit și vermiculit, subordonat piroclor și unele minerale radioactive. Apatitul este concentrat în corpuri lenticulare, în dyke-uri de magnetit-apatit și în roci bogate în apatit-vermiculit. Minereul are un conținut mediu de 8% P_2O_5.

La Showa masivul intrusiv este ceva mai mare decît în Dorowa. El cuprinde în partea centrală carbonatite situate în dunite serpentinizate ; spre exterior urmează corpuri arcuite de ijolite, zona cu roci fenitizate și apoi granite.

America. În Canada, complexul piroxenit-carbonatitic kimmeric de la Cargill, Ontario (Erdosh, 1979, în [283]) cuprinde mineralizații de apatit și vermiculit. Aici sînt interesante atît concentrațiile reziduale de tip carst și glaciare bogate în fosfați cît și cele de vermiculit situate deasupra piroxenitelor.

În Brazilia mineralizații de apatit-magnetit asociate unor complexe intrusive cu carbonatite de vîrstă kimmerică se cunosc la Serrote și Araxa, unde rezervele de fier în primul caz sînt de cîteva sute de milioane de tone, iar cele de apatit în ultimul caz s-au apreciat la cca 100 mil. tone [381]. Tot în Brazilia alte zăcăminte cu carbonatite au favorizat concentrarea reziduală a apatitei, rezervele estimate (7 mil. tone) avînd cca 23% P_2O_5.

Europa. Peninsula Kola și peninsula Scandinavă cuprind numeroase complexe mafice și alcaline cu mineralizații de apatit-magnetit±vermiculit în carbonatite.

În peninsula Kola carbonatitele mai vechi și masivele alcaline ale complexului Cibin sînt de vîrstă paleozoică. Ele străbat fundamentul precambrian și se înscriu într-o arie circulară cu diametrul mai mare de 400 km, în care masivele alcaline Cibin și Lovozero ocupă o poziție centrală (fig. 4.21). Masivele au o structură de tip central. Dintre masivele cunoscute alcătuite din carbonatite și dyke-uri de roci alcaline cel de la Kovdor atrage atenția prin cantitatea redusă de carbonatite și rezervele mari de Fe (700 mil. tone) și apatit (110 mil. tone) [302].

În Finlanda zăcămintele Siilinjärvi și Sokli sînt mai importante pentru conținuturile de apatit, magnetit, piroclor etc.

Zăcămîntul Siilinjärvi este situat la 20 km nord de orașul Kuopio. El este asociat unui corp subvertical tabular cu orientare N-S (16/1,5 km) înconjurat de gnaisele fundamentului pre-Svecokarelian. Vîrsta carbonatitelor din complex este de 2,5 miliarde ani ; ele sînt cele mai vechi carbonatite din scutul baltic și poate din lume [196]. Complexul cuprinde o serie glimmerit-carbonatitică în partea centrală, spre periferie fiind sienite ; prezența fenitelor este nesemnificativă (2—4 m grosime). Principalele minerale din glimmerite sînt : phlogopit, amfiboli alcalini și apatit ; zirconul, sulfurile și oxizii de fier sînt principalele minerale accesorii. Carbonatitele (sövite) cuprind calcit la care se mai adaugă flogopit, amfiboli alcalini, dolomit și apatit ca minerale accesorii. Concentrații mari de apatit însoțesc carbonatitele (fluoroapatit cu un conținut mediu de 1,2% SrO și 0,4% oxizi ai pămînturilor rare).

Zăcămîntul Sokli este situat la nord de cercul artic, în estul Laponiei. După Vartiainen și Woolley (1974, 1976, în [196]) carbonatitele de la Sokli alcătuiesc dopul masivului care este intrus în fundamentul pre-Svecokarelian (gnaise granitice, amfibolite, roci ultrabazice, sienite etc.). Dopul amintit are 5 km diametru și reprezintă cele mai tinere roci (350 mil. a.) din Finlanda. El este alcătuit din sövite și phoscorite. Sövitele au calcit (>80%), apatit, magnetit, flogopit, amfibol, serpentină și clinohumit. Ele sînt bogate în magnetit (20—25%, cu 2% Ti și 0,1% Zn) flogopit, apatit, calcit sau dolomit, amfibol, serpentină, clinohumit și sulfuri. De la carbonatite spre periferia masivului (fig. 4.23a, b) urmează : brecia sövit-fenitică și fenitele din aureola metasomatică (granite cu piroxeni și albit). De remarcat prezența, deasupra corpului de carbonatite, a unor acumulări reziduale cu fosfați (3—12%) și oxizi-hidroxizi de Fe (20—40% Fe) rezultate prin procese de alterare supergenă. Rezerva masivului, determinată pînă la adîncimea de 250 m, este de 50 mil. tone cu 10% P_2O_5.

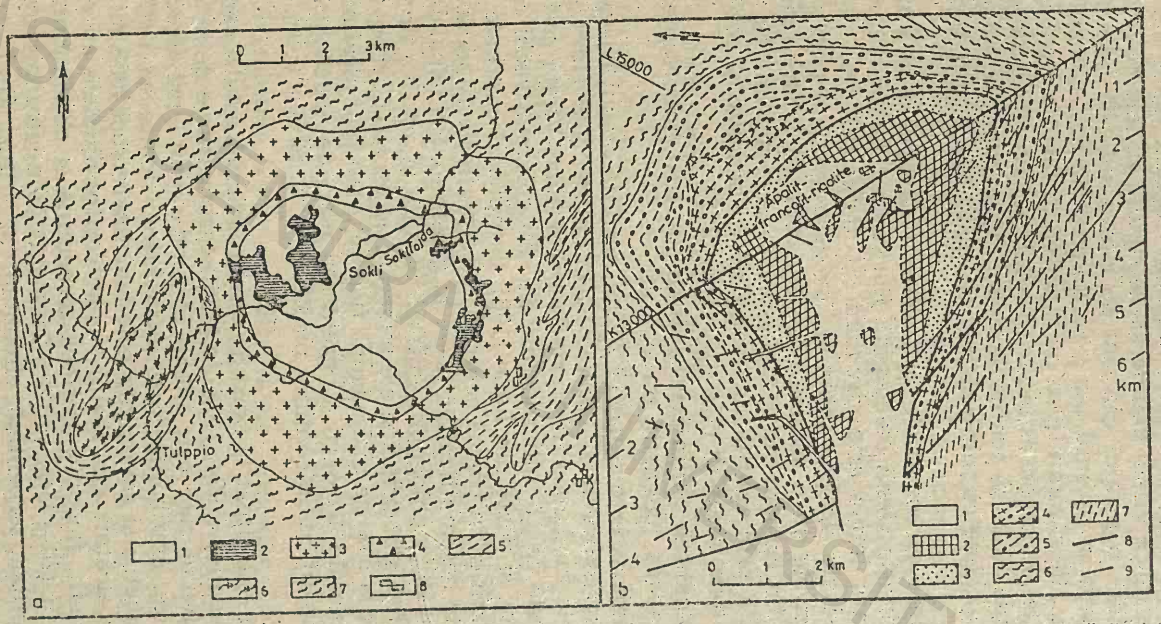

Fig. 4.23. Harta geologică a regiunii Sokli (după Vartiainen, Wolley, 1974, [196], cu modificări) (a) și secțiune geologică prin zăcământul Sokli (după Vartiainen, Paarma, 1979, în [283], cu modificări): a: 1 — carbonatite, în special sövite; 2 — roci ringolitice fosfatice; 3 — fenite; 4 — zonă de brecie sövit-fenitică; 5 — amfibolite; 6 — roci ultrabazice; 7 — granite gnaisice; 8 — pegmatite; b: 1 — carbonatite magmatice; 2 — metacarbonatite; 3 — zona de tranziție; 4 — fenite sienitice; 5 — fenite slab mineralizate; 6 — granite gnaisice; 7 — amfibolite. Reflexe seismice: 8 — principale; 9 — medii.

În insula Alnö din Norvegia, asociat unui complex circular de roci alcaline (cca 25 km^2), se cunosc carbonatite cu 13% apatit [168]. De la centru spre periferia complexului se cunosc roci acide leucocrate bogate în carbonați și apatit, roci leucocrate bogate în nefelin și anortoclaz sodic și roci nefelinice melanocrate bogate în piroxeni și melanit. Carbonatitele (sövite) formează un stoc în partea centrală a masivului alcalin.

Numeroase dyke-uri radiare, inelar-concentrice și inelare sînt prezente în cadrul complexului care se află intrus în migmatitele arhaice. Rezervele de apatit estimate situate deasupra nivelului mării sînt de 62 mil. tone, cu un conținut de 500 000 tone de P_2O_5 (von Ekermann, 1948, în [168]. Carbonatitele mai conțin mici cantități de minerale bogate în niobiu.

Un alt complex cu roci peralcaline, cel de la Feni (sud-vest Oslo) din Norvegia, cuprinde carbonatite mineralizate cu apatit-magnetit și TR. Complexul ocupă o suprafață de 5 km^2 și este constituit în special din sövite, rauhangite și rödbergite, de vîrstă 505—565 mil. a. [72]. Calcitul este mineralul principal din sövite în timp ce dolomitul predomină în rauhangite și rödbergite. Acestea din urmă conțin 2,5—4% minerale ale TR (monazit ($CePO_4$), synchisit și parisit). În mai multe mine s-a exploatat : Fe (50%) la Feru, Nb (asociat cu koppit, columbit, etc.) la Söve și Cappelen, și U la Tufte (piroclor bogat în U — ellsworthit). Conținuturile de Nb descresc în carbonatite de la sövite prin rauhangite la rödbergite. Carbonatitele au conținuturi mari de Y (200 ppm), La (2 000 ppm), Sm (300 ppm) și Th (1 400 ppm).

4.5.5.2. CARBONATITE CU MINERALIZAȚII DE PIROCLOR

Mitchell și Garson [283] citează ca exemple tipice de asemenea mineralizații pe cele de la Oka (Gold et al., 1967, în [283]) și St. Honoré din Canada, insula Chilwa în Malawi (Garson, 1965, în [283]) și Sevathus în India. La acestea mai putem adăuga carbonatitele cu piroclor din complexul de la Cibin — Peninsula Kola și pe cele din masivul Kondor, scutul Aldan (URSS).

Corpul de minereu de la Oka are o formă tabulară cu grosimi mai mari de 60 m. El este alcătuit din sövite. Principalele minerale prezente sînt : calcit larg dezvoltat, piroxen, biotit, magnetit, apatit și piroclor. Producția : 3 000 tone de piroclor cu 0,45% Nb_2O_5.

Carbonatitele la St. Honoré sînt alcătuite în special din dolomit și apatit. Din acest zăcămînt s-au extras 40 mil. tone minereu cu 0,76% Nb_2O_5.

În Malawi, Insula Chilwa reprezintă un complex de roci paralel pe cca 60 km lungime cu principalul aliniament al riftului. Se crede că aici carbonatitele, ca și alte tipuri de roci, reprezintă mai multe veniri succesive formate la presiune mari (Garson, 1965, în [283]). Carbonatitele sînt dolomitice. Ele sînt bogate în tremolit, apatit și piroclor (cîteva procente) și alcătuiesc în zona sövititică corpuri tabulare de minereu puternic înclinate și arcuite.

Carbonatitele de Sevathur din sudul Indiei sînt de vîrstă precambriană. Ele sînt bogate în ankerit, zircon, U și Ta (în piroclor) și alcătuiesc un corp arcuit de 2 km lungime [283].

La Kondor, Munții Aldan, unde există un masiv intrusiv alcătuit dintr-un stoc de dunite în centru (5,5 km), apoi spre periferie ringuri de peridotite, koswite, roci piroxenice cu biotit, diorite și monzonite, carbonatitele alcătuiesc dyke-uri de 0,5—45 m grosime. Poziția periferică a carbonatitelor în cadrul masivului dă o notă particulară acestuia [381]. Carbonatitele sînt bogate în flogopit, apatit și baddeleyit.

4.5.5.3. CARBONATITE CU MINERALIZAȚII DE TR±STRONȚIANIT

Acest tip de mineralizații este mai puțin comun. Concentrațiile de piroclor, bastnaesit, parisit, baddeleyit etc. sînt caracteristice pentru mineralizațiile menționate.

În Republica Sud-Africană se cunosc numeroase zăcăminte care însumează zeci de milioane de tone cu 0,3—1,0% Nb_2O_3. În Brazilia zăcămîntul Bareiro este de asemenea bogat în Nb_2O_5 (2,5%). Mineralizații similare se cunosc la Kangankunde, Malawi, Wingu Hill, Tanzania, Luambula, Zambia și Mirima, Kenya.

În coșul de la Kangankunde, Malawi, Garson (1965, în [283]) a identificat trei corpuri de minereu alcătuite din carbonatite ankeritice cu strontianit, parțial invadate și substituite de brecii feldspatice bogate în potasiu. Această mineralizație cu 4—7% Th (monazite cu Th), 14% strontianit, ceva baritină, sfalerit și unii carbonați cu TR, este unul din cele mai mari zăcăminte de TR-strontianit din lume [283].

4.5.5.4. CARBONATITE CU MINERALIZAȚII DE Cu, U și BADDELEYIT

Principalele zăcăminte cunoscute sînt Palabora și Loolekop din Republica Sud-Africană. Față de cele prezentate anterior menționăm prezența în acest tip de mineralizație a calcopiritei, bornitului, calcozinei și valleritului. Mineralizațiile însoțesc dyke-urile de carbonatite care în centrul complexului intrusiv au cca 1% Cu, conținuturile descrescînd radiar dinspre centru. Rezerva estimată este de 300 mil. tone cu 0,69% Cu. Subprodusele extrase sînt magnetit, apatit, acid sulfuric, Au, Ag, metale platinice, baddeleyit și uranothorianit în concentratele gravitaționale [283]. Mineralizații similare, dar mai puțin importante, se cunosc în Zambia și Uganda.

În regiunea Luambula, situată la cca 60 km SE de orașul Kasempa, asociat cu un dyke alcătuit preponderent din sienite de vîrstă jurasic superior-cretacică (sistemul Karroo) se cunosc mineralizații de TR, apatit, magnetit și sulfuri [34]. Acest dyke, lung de cca 2 km, cu grosimi variind între 10—500 m, cuprinde o separație șonkinitică (10—50 m grosime) cu care se asociază genetic și spațial mineralizația menționată. El reprezintă componenta nordică a unui complex intrusiv alcalin (sienite, sienogabbrouri, etc.) mărginit de o largă zonă cu roci fenitizate. Complexul intrusiv străbate formațiunile sedimentare precambiene ale grupului de Kundenlungu. Structura și componenții complexului intrusiv, datorită prezenței lateritelor, este puțin cunoscută. Șonkinitele au aspect pegmatoid și cuprind feldspați potasici, scapolit, egirin, arfvedsonit, serpentină, epidot, calcit, oxizi și sulfuri. Zonele puternic brecifiate din sonkinite (2—4 m grosime) sînt bogate în carbonați, apatit, sfen, ilmenit, magnetit, flo-

gopit, minerale ale TR și sulfuri (pirotină, pirită, calcopirită, bornit, etc.). Este posibil ca cel puțin parțial șonkinitele să reprezinte roci de tipul phoscoritelor.

4.6. ZĂCĂMINTE ASOCIATE RIFTURILOR CONTINENTALE

Cadrul tectonic. Tectonica extensională și de rift în domenii continentale prezintă diverse aspecte. Asemenea aspecte grupate în acord cu cadrul tectonic și timpul de formare au constituit criterii esențiale utilizate în separarea a două tipuri de grabene sau zone de rift [283] : (1) așanumitul sistem „trilete" — trei sau mai multe rifturi cu dispunere radială față de un dom crustal centrat pe un punct fierbinte format în etapa inițială de expansiune a fundului oceanic (Burke și Dewey, 1973) și (2) rift-uri asociate coliziunii de tip continent-continent sau continent-arc (Sengor et al., 1978, în [283]). Burke et al. [79] analizînd diversitatea proceselor tectonice care determină riftogeneza recunosc patru tipuri de rifturi : (1) rifturi formate prin rupturi continentale ; (2) rifturi nereușite („failed rifts"), la margini de tip atlantic (3) aulacogene și (4) impactogene. După Liu et al. [258] formarea în Asia a sistemelor de rifturi continentale rezultate din desintegrarea în Mezozoic și Terțiar a continentului Pangaea a avut loc în patru stadii : domarea, expansiunea, subsidența regională și avortarea. Sistemele de rifturi rezultate sînt de tip Cathaysian în Asia de Est și de tip Marea Roșie în vestul Asiei ; în centrul Asiei se formează sistemele de rifturi cu formă de S, de tip Baikal și Shausi, iar în sud-est asociat arcului insular indonezian se formează sistemul de rift Sumatra. Datorită rolului important jucat de faliile de alunecare-lovire în formarea acestor rifturi, autorii menționați le numesc rifturi de alunecare-lovire. Privite sub aspectul formării ele pot fi clasificate astfel : rifturi de rupturi continentale, rifturi nereușite (failed rifts) sau aulacogene, rifturi de coliziune (impactogene) și rifturi de limită de convergență.

Diversitatea proceselor de riftogeneză este evidențiată, de asemenea, de Mitchell și Garson [283] și Sawkins [361]. Primii autori împart rifturile după cadrul tectonic de formare în două grupe mari : rifturi asociate punctelor fierbinți (rifturi active, brațe de rifturi nereușite (failed rift arms), jumătăți de graben (half-graben), aulacogene și rifturi determinate de coliziune (collision-induced rifts). Celălalt autor separă rifturile după stadiul lor de evoluție : rifturi în stadii timpurii și tîrzii de evoluție.

Fără a intra în detalii facem unele precizări referitoare la rifturile asociate punctelor fierbinți și ariilor de coliziune și stadiile de evoluție ale rifturilor în general.

Ridicarea crustei deasupra panașelor de manta în punctele fierbinți este urmată de formarea unor rifturi cu trei brațe („trilete" rift). Aliniamente cu asemenea rifturi reprezintă sisteme de rift cu trei brațe („trilete" rift system) formate în puncte de triplă joncțiune a unor fracturi (triple jonction points). După apariția dyke-urilor de bazalte în două din brațele rifturilor amintite și a declanșării procesului de expansiune, celălalt braț rămas intersectînd oceanul la un unghi mare devine inactiv (failed arm, failed rift), ca în cazul riftului etiopian sau al riftului de pe coastele de est

ale Africii și Indiei sau de vest și nord-vest ale Australiei [283]. Același braț inactiv poate forma uneori o falie transformantă, ca în cazul riftului Marea Moartă.

Procesele de sedimentare în aria rifturilor cu trei brațe („triplete rifts) din domenii continentale dau secvențe cu evaporite, conglomerate, arcoze, mai rar sedimente de mare puțin adîncă. Rifturile nereușite (failed rifts) cuprind secvențe comune, terminate spre ocean cu o deltă. De reținut și prezența, în partea inferioară a secvențelor amintite, a unor bazalte alcaline (Benue Trough, Marea Roșie) sau a unor roci alcaline nesaturate (rifturile est-africane). Bellieni et al. [26], referindu-se la evoluția magmatismului în stadiile de formare a structurii de rift est-african pentru regiunea Etiopia-Somalia și Kenya, face următoarele precizări : (1) curgerile de bazalte din regiunea de nord a platoului SE etiopian în stadiul de pre-rift (32—28 mil. a.) au caracter tholeiitic, în timp ce cele formate în stadiul de rift (14 mil. a. — Cuaternar) au pronunțate afinități spre alcalin. Ultimele produse reprezintă extruziuni gigantice stratiforme de ignimbrite (comendite) și vulcani centrali constituiți din suite bazalt-pantellerit sau comendite ; (2) curgerile de bazalte din Somalia în stadiul pre-rift (34—28 mil. a.) prezintă afinități tholeiitice, iar în stadiul de rift (10 mil. a. — Cuaternar) aici se formează bazalte alcaline ; (3) vulcanismul liniar din platoul est-Kenyan a generat vulcanite moderat nesaturate (basanite, etc., stadiul pre-rift, 12—10 mil. a.) și produse suprasaturate (bazalte normative cu cuarț, rar pigeonit) în stadiul de rift (8—5 mil. a.).

Aulacogenele reprezintă albii (troughs) intracratonice alungite sau grabene terminate la un capăt într-o centură orogenică [283]. Cîteva exemple de aulacogene cunoscute sînt albiile din Platforma Est-Europeană, la vest de Ural [338], din sudul Oklahomei (Hoffman, 1974, în [283]) sau de la Athapuscow din ramura estică a lacului Great Slave (S.U.A.). Un posibil aulacogen poate fi în Dobrogea de Nord [431].

De reținut că în prezent termenul de aulacogen este utilizat pentru rifturile care taie la un unghi mare orogenele și care sînt asociate inițial unui „trilete“ rift [78].

Rifturile determinate de coliziune au una din terminații într-un orogen de coliziune. Ele au vîrstă post-coliziune și se deosebesc de aulacogene prin faptul că nu sînt precedate de ridicări de tip dom și sedimentele ce umplu rifturile sînt mai tinere decît succesiunile deformate, altele decît cele ale bazinelor vorland din centurile de coliziune în care rifturile se termină. Ca exemple de rifturi asociate proceselor de coliziune menționăm : riftul Rinului Superior extins între Munții Jura și Vogesberg, format ca urmare a coliziunii eocene din Alpi (Illies, 1981, în [338]), riftul Baical și rifturile Platoului Tibetan, de asemenea edificate în procesele de coliziune alpină a Himalaiei. Tot un rift continental asociat proceselor de coliziune este, probabil, cel de la Ditrău.

După Burke et al. [79] evoluția spre un rift valley matur poate avea trei origini diferite (fig. 4.24) : 1. cînd mantaua este activă, iar ridicarea și vulcanismul preced riftogeneza (tip Ahaggar) ; 2. cînd formarea fracturilor și magmatismul sînt anterioare principalelor fracturi de coborîre (tip Karacalidag) și 3. cînd mantaua este pasivă, iar formarea rifturilor nu este precedată de apariția domului sau a vulcanismului (tip Baikal).

Deși se cunosc numeroase date referitoare la formarea rifturilor intracontinentale și aulacogenelor [338, 281, 451, 166, 361] mai rămîn încă multe aspecte nerezolvate și viu disputate.

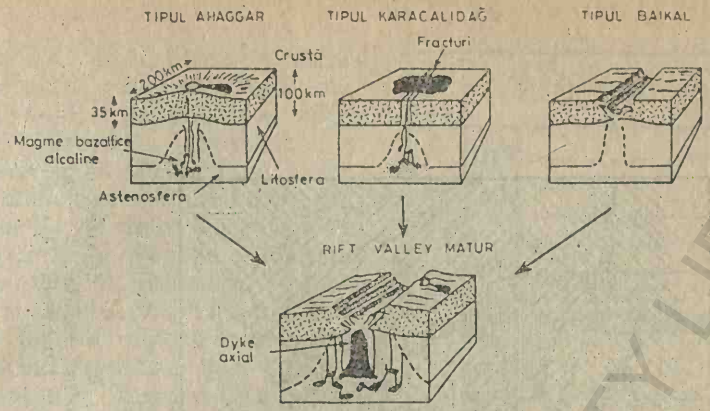

Fig. 4.24. Evoluția în trei stadii diferite a unui rift valley matur. La tipul Ahaggar mantaua este activă (se ridică), iar vulcanismul precede riftogeneza, la tipul Baikal mantaua este pasivă, iar riftogeneza nu este precedată de vulcanism, în timp ce la tipul Karacalidag fisurile și magmatismul sînt anterioare faliilor de coborîre ([79], cu modificări).

Zăcăminte minerale. Rifturile intracontinentale și aulacogenele reprezintă arii care cuprind importante zăcăminte de minereuri de : Cr—Ni—Pt—Cu și Cu—Ni asociate intruziunilor bazice și ultrabazice ; diamante și kimberlite ; apatit și TR, Mo în complexe alcaline nesaturate și carbonatite, Mo (porphyry și filoane) și arseniuri de Ag—Co—Ni legate de intruziuni granitoide ; Cu—Zn (masive), Zn—Pb (masive) și de Cu genetic asociate cu o activitate vulcanică predominant acidă ; Cu, U, Pb—Zn, Ag—Pb—Zn, F și săruri de Na și K în depozite sedimentare. De asemenea, numeroase zăcăminte de petrol însoțesc zonele de rifturi intracontinentale și aulacogene.

4.6.1. ZĂCĂMINTE DE Cr—Ni—Pt—Cu ASOCIATE COMPLEXELOR INTRUSIVE MAFICE

Cele mai importante acumulări de Cr—Ni—Pt—Cu cunoscute din lume sînt asociate cu complexele mafice stratificate de vîrstă proterozoică de la Bushveld (Africa de Sud), Great Dyke (Zimbabwe) și Duluth (Minnesota, SUA). În Finlanda, Groenlanda și în alte regiuni ale globului se cunosc de asemenea mineralizații de Cr, subordonat Ni—Pt, Cu etc.

4.6.1.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Bushveld, Africa de Sud. Complexul Bushveld este cel mai mare complex intrusiv de pe Pămînt (67 000 km^2). Importanța lui în ceea ce privește resursele minerale este enormă. Rezervele de Cr, Pt, V și Ti ocupă primul loc pe lista tuturor resurselor minerale cunoscute [169, 283, 224]. Sawkins [361] consideră că o intruziune de dimensiunile Complexului Bushveld trebuie să fie consecința unor evenimente tectonice de amploare deosebită care au avut loc (2,5—1,8 miliarde ani) în partea de sud

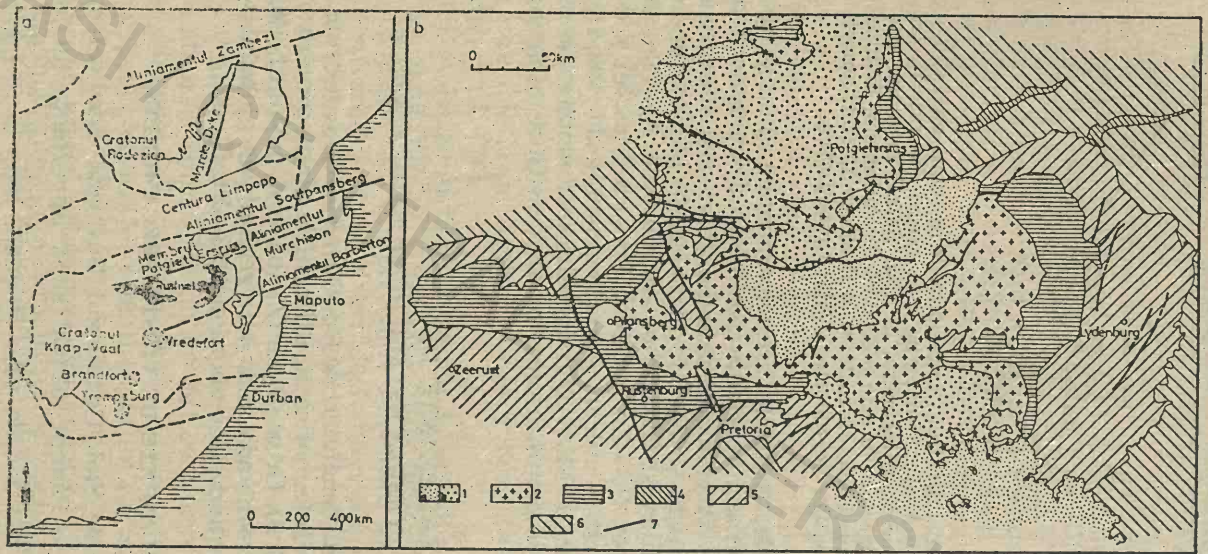

Fig. 4.25. Poziția Marelui dyke și a complexului Bushweld în Africa de Sud (a) [424] și harta geologică simplificată a complexului Bushweld (b) [224] (cu modificări) :

a : 1 — aflorimente cu roci mafice ; 2 — roci mafice sub depozitele de cuvertură ; **b** : 1 — depozite de cuvertură. Sistemele : Karro (a) și Waterberg (b) ; 2 — granite de Bushweld, granofire, leptite ; 3 — zonele superioară, principală și bazală alcătuite din gabbrouri, norite, piroxenite de Bushweld ; 4 — intruziuni ultramafice ; 5 — sistemul Transvaal ; 6 — fundament ; 7 — falie.

a Africii. Aici, în centura de șisturi verzi arheană, cel puțin trei aliniamente tectonice cu orientare ENE-WSW — Barbeton, Murchison și Soutpansberg — au contribuit la formarea blocurilor (3 miliarde ani) Rhodesian la nord și Kaap-Vaal la sud, separate de Centura Limpopo. Aliniamentele menționate, formate după faza de metamorfism și cutare, au avut un rol important în istoria geologică a Africii de Sud. Ele sînt responsabile de formarea complexelor stratificate mafice Bushveld (2 miliarde ani), Viedefort Dome (1,45 miliarde ani), Trompaburg (1,4 miliarde ani) etc., toate situate în cratonul Kaap-Vaal.

Complexul Bushveld reprezintă un lopolit uriaș, situat la intersecția direcției Great Dyke-ului cu aliniamentele Murchison/Barberton (fig. 4.25). Anomaliile Bouquer arată existența în regiune a cel puțin cinci intruziuni : Potgitersrus-Limb în partea nordică ; Complexul Bushveld de Est ; Complexul Bethal la sud-est ; Complexul Bushveld de Vest ; Complexul Far-Western la nord de Zeerust.

Porțiunea stratificată a Complexului Bushveld în partea centrală are o grosime de cca 8 km. Ea a fost împărțită în patru zone litostratigrafice [449, 224] : Bazală, Critică, Principală și Superioară (fig. 4.26). Zona Bazală (1 500 m grosime) este alcătuită din piroxenite (bronzitite), subordonat harzburgite, anortozite și norite. Deasupra acestei zone prin Main Chrome Seam (stratul principal de crom) se trece la zona Critică cu o grosime medie de 1 750 m. Partea inferioară a acestei zone cuprinde piroxenite, în timp ce partea superioară este dominată de norite și anortozite. Zona Critică conține cele mai multe strate de cromit. Caracteristic pentru această zonă este alternanța piroxenitelor, noritelor și anortozitelor cu benzi de cromite ale căror grosimi variază de la 1 cm la 1 m (Cameron, 1980). În partea estică a Complexului Bushveld, zona Critică [283] cuprinde 1,350 miliarde tone minereu cu 45% Cr_2O_3 și > 12 000 tone de minereu cu recuperare a metalelor platinice Au, Ni și Cu. Deasupra zonei

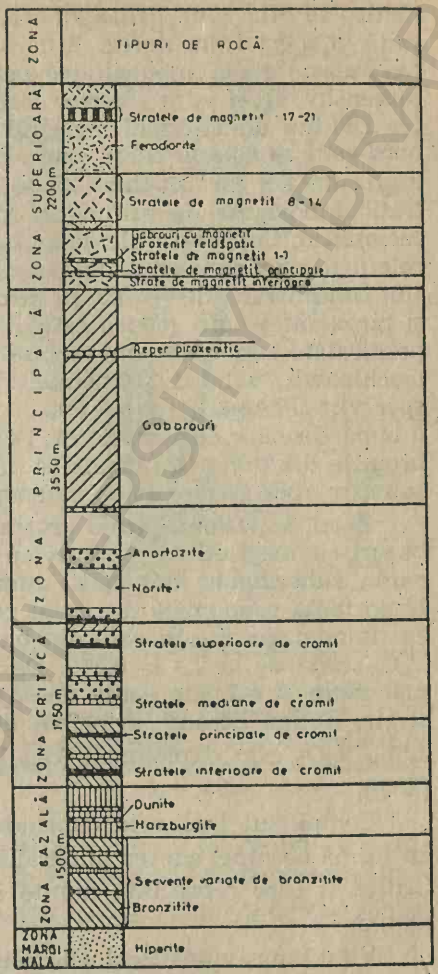

Fig. 4.26. Coloana sintetică a complexului eruptiv Bushweld cu principalele concentrații de cromit, platină și magnetit [449] (cu simplificări și modificări).

Critice se află zona Principală. Ea are o grosime de 3 550 m și este alcătuită în special din norite în bază și gabbrouri în partea superioară. Pentru această zonă omogenitatea petrografică și poziția bazală a orizontului Merensky Reef sînt foarte caracteristice. Acest orizont, cunoscut pe cca 230 km de-a lungul marginii vestice și 160 km în segmentul estic și nord-estic al complexului, este alcătuit dintr-un strat norit-piroxenitic cu o grosime ce variază între 25 și 150 cm. Merensky Reef conține concentrații importante de sulfuri, în special pirotină și pentlandit, subordonat calcopirită. Concentrațiile de metale platinoide din acest orizont reprezintă cele mai mari rezerve de minereu cunoscute pe Terra. Metalele platinoide sînt concentrate, de regulă, în piroxenitele pegmatitelor din partea vestică și piroxenitele din partea estică a Complexului Bushveld. Alte minerale nesilicatate cunoscute sînt : cromit, magnetit, ilmenit, rutil, pirită, cubanit, machinawit, vallerit. Mineralele de platină sînt reprezentate de sulfuri, sperrylit ($PtAs_2$) și feroplatină ; conținuturile de Ni și Cu din Reef arată o bună corelare cu valorile de Pt. Este important de remarcat că în gabbrourile din zona Principală se află așa-numitul nivel Piroxenite Marker sub care apar gabbrouri cu magnetit [169].

Zona Superioară are o grosime medie de 2 200 m. Ea cuprinde gabbrouri cu magnetit, gabbrouri cu olivină și ferodiorite în partea superioară ; subordonat mai apar anortozite, norite, piroxenite feldspatice. Importanța economică a acestei zone constă în numărul ridicat de strate cu titanomagnetite în care din bază spre partea superioară conținutul în V_2O_5 scade de la 2,3 la 0,3%. De reținut că complexul Bushveld este cea mai mare sursă cunoscută de V_2O_5 din lume și că dintre numeroasele strate, numai Stratul Principal de Magnetit (Main Magnetite Layer) cu 1,6% V_2O_5 este exploatabil (cca 1 miliard tone de magnetit vanadifer, [283]).

Complexul Bushveld cuprinde la diferite nivele corpuri pegmatoide cu formă de pipe, adesea mineralizate. Trei dintre acestea situate în Zona Critică și care reprezintă dunite hortonolitice au fost exploatate pentru platină.

Vîrsta masivului Bushveld este de 2,1 miliarde ani (Rb/Sr, Hamilton, 1972, în [283]). Mai trebuie reținută formarea masivului ca urmare a unor pulseuri magmatice, deduse în special din valorile $^{87}Sr/^{86}Sr$, relativ ridicate (0,7056—0,7077) și care cresc treptat spre partea superioară a acestuia.

Great Dyke, Zimbabwe. Acest dyke (2,6 miliarde ani) reprezintă un lopolit de cca 480 km lungime și 6 km lățime [283, 361] cu structură stratificată ; stratele au căderi mici spre interior. După Bichan [46] dyke-ul cuprinde trei complexe de roci — Wedza, Selukwe și Hartley — toate reprezentînd secvențe ciclice de roci ultrabazice, acoperite de gabbrouri (fig. 4.27). În baza ciclurilor ultrabazice sînt benzi de cromite acoperite de peridotite, piroxenite, gabbrouri anortozitice și norite. Nivelele de cromite cuprind mineralizații cumulate de Ni-Pt-Cu (Mitchell, Garson, 1981). După Bichan [46] dyke-ul s-a format prin alunecarea în graben a veniriilor magmatice succesive situate deasupra unui flux termic asociat unei celule convective.

Complexul Duluth, Minnesota. După Weiblen et al. (1978, în [283]), complexul Duluth este alcătuit din intruziuni de troctolit-gabbrouri de vîrstă precambrian superioară formate în condiții de rift. Concentrațiile de Cu—Ni urmăresc contactul din bază al intruziunii aliniindu-se unei falii ce secționează partea centrală a riftului.

În cazul zăcămîntului Babbitt [344], rocile gazdă — pelite metasedimentare de vîrstă proterozoică — aparțin formațiunii de Virginia și formațiunii de fier Biwabik. Mineralizațiile sînt asociate cu troctolitele de Partridge River și corneenele cu ortopiroxeni și cordierit. Ele apar ca diseminări fine (2—3%), mai rar ca aglomerări masive de pirotină, calcopirită, cubanit și pentlandit. Studiile de izotopi ai sulfului din minereu indică că acesta provine din roci metasedimentare. Valorile $\delta^{34}S$ în troctolite variază între 6 și 13,5‰, în timp ce $\delta^{34}S$ în piritele și pirotinele sedimentelor metamorfozate și nemetamorfozate ale formațiunii de Virginia are valori între 1,5 și 20‰. Sulful s-a format în rocile-gazdă după reacții similare: $FeS_2 + 3H_2O + \frac{5}{2}C = FeS + \frac{3}{2}CO_2 + CH_4 + H_2S$. Valorile $\delta^{18}O$ pentru troctolite (5,4 . . . 12,5‰) și pentru formația de Virginia (9 . . .15‰) și ale $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7050±2 . . . 0,7044±2) ca și valorile $\delta^{34}S$ arată că distilarea și transferul de faze volatile din roca-gazdă în topitură a fost factorul de control primar pentru formarea minereului diseminat de sulfuri de Cu—Ni în troctolite. În această situație, minereul masiv de sulfuri ar putea fi rezultatul topirii parțiale a xenolitelor și al amestecării locale cu magma.

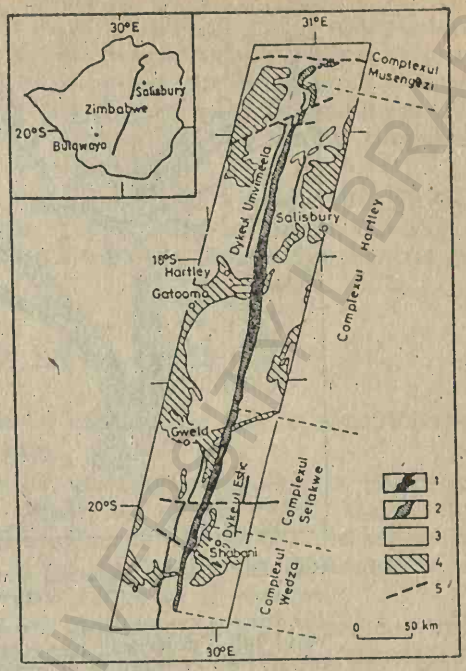

Fig. 4.27. Harta geologică simplificată a Marelui Dyke, Zimbabwe [46]:
1 — roci gabbroice; 2 — roci ultrabazice. Fundament: 3 — granite; 4 — șisturi; 5 — falie.

Finlanda. Zăcămîntul Kemi [196] este situat în nordul Finlandei (golful Bothnia). El reprezintă un corp intrusiv bazic-ultrabazic stratificat lung de cca 10 km, cu lățimea maximă de 1 900 m, situat discordant între șisturile centurii sveco-kareliană și fundament. Tot în această regiune, la 15 km de Kemi, la Penikat, există o altă intruziune (23 km/2,5 km) fără concentrații economice de cromit.

Fundamentul cuprinde gnaise granitice migmatizate (2 800 mil. a.) acoperite discordant de o formațiune bazală și de ortocuarțite (2 000 m grosime), desupra urmînd strate groase de roci verzi amigdaloidale extrusive, tufite și o formațiune filitică-dolomitică (grupul Karelian) (fig. 4.28).

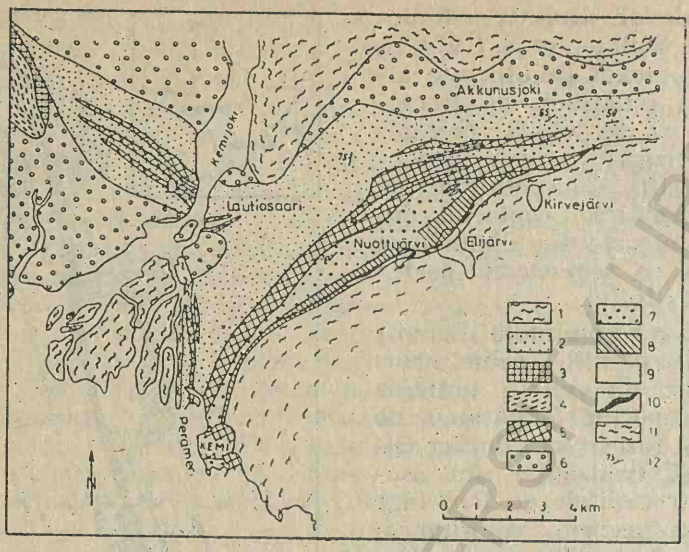

Fig. 4.28. Harta geologică a regiunii Kemi [196] (cu modificări) :
1 — filite ; 2 — cuarțite ; 3 — dolomite ; 4 — tufite ; 5 — roci verzi (albit dolerite) ; 6 — roci verzi amigdaloidale ; 7 — gabbrouri ; 8 — peridotite și piroxenite ; 9 — serpentinite și roci talcarbonatate (intruziunea Kemi) ; 10 — minereu de crom ; 11 — granite gnaisice (fundament) ; 12 — stratificație.

Intruziunea bazică-ultrabazică Kemi cu minerale de cromit înclină 70° NW și reprezintă un exemplu tipic de intruziune plutonică stratificată cu diferențiere gravitațională și concordantă cu șisturile fundamentului. Ea este alcătuită din gabbrouri piroxenice amfibolitizate (1 km grosime) cu strate de anortozite în partea superioară, norite în partea mediană și alternanțe de piroxenite și norite cu minereu de cromit în bază (1 km grosime). Principalul strat de cromit se află la 50—200 deasupra limitei inferioare a intruziunii. În jurul minereului, rocile sînt serpentinizate și transformate în roci carbonatice-talcoase. Stratul productiv are 20—50 m grosime și cuprinde alternanțe pe alocuri ritmice de peridotite, piroxenite, serpentinite, roci carbonatice-talcoase și cromitite. În interiorul acestuia grosimea stratului de cromit variază de la centimetri la cîțiva metri, iar între Nuottijärvi-Elijärvi pe cca 4,5 km se cunosc șase concentrări succesive de acest tip.

Dintre cele opt corpuri de minereu cunoscute, cel mai important, situat la Elijärvi și exploatat în carieră, are 670 m lungime și maximum 95 m lățime. Partea bazală a corpului conține roci carbonatice-talcoase cu corpuri modeste de cromit și brecii mai frecvente în terminația vestică a acestuia.

Minereul este de două tipuri : unul moale cu tremolit, calitativ cel mai bun, cu matrice de roci carbonatice-talcoase și altul tare, cu matricea alcătuită din serpentinite. El cuprinde cromit idiomorf (0,2 mm) și subordonat magnetit, ilmenit, hematit, rutil, pirită, calcopirită și millerit. Matricea este constituită din piroxeni, olivină, antigorit, talc, carbonați etc.

Zăcămîntul Kemi are o origine magmatic-timpurie, magma generatoare consolidîndu-se între gnaisele fundamentului și rocile sedimentare sveco-kareliene. Cantitatea ridicată de apă, abundentă în sedimentele de deasupra, a favorizat creșterea fugacității oxigenului din magmă și începerea solidificării cu silicați feromagnezieni și spinel. De subliniat că, conținutul de crom din magmă a fost inițial ridicat în stadiul timpuriu, cînd a cristalizat spinelul cromifer și apoi cromitul.

Rezerva de minereu în 1964 a fost de 33 mil. tone cu 26% Cr_2O_3; raportul Cr : Fe = 1,6 : 1. În 1974, din 410 000 tone minereu cu 25,8% Cr_2O_3 prin prelucrare s-au scos 130 000 tone de cromit concentrat și 23 000 tone pentru turnătorie.

4.6.2. ZĂCĂMINTE DE Cu—Ni ȘI Cu

Zăcămintele de Ni-Cu formate în condiții de rift intracontinental reprezintă principala sursă de Ni a lumii.

Asupra tipurilor de zăcăminte și de roci magmatice asociate cît și asupra modului de formare a acestora există numeroase opinii, majoritatea cercetărilor atribuind formarea mineralelor de Ni și Cu proceselor de segregare magmatică. Principalele epoci de formare a zăcămintelor de Ni-Cu sînt Arhaic superior, Proterozoic timpuriu și Mezozoic.

Zăcămintele importante de Cu—Ni sînt clasificate în acord cu structura regională, asocierea cu diferite formațiuni magmatice, condiții de localizare, morfologia și structura corpurilor magmatice mineralizate, compoziția chimică și mineralogică a minereului și un număr de alți parametri. Avînd în vedere aceste criterii, Krestin [243] împarte zăcămintele de Ni—Cu în patru tipuri : tipul australian (Kambalda, Nepean, Scotia, Thompson, Alexa, Manibridge, etc.), tipul Pecenga (Pecenga, SE masivului Voronеț), tipul Moncegorsk cu unele subtipuri (Ioko-Dovyren, Elan, Bushveld, Duluth, Moscox, Sudbury, etc.) și tipul Norilsk (Norilsk, Insizwa etc.).

Toate zăcămintele cunoscute sînt asociate cu intruziuni bazice-ultrabazice controlate de falii regionale profunde. Ele se situează în special în zone de intersecție a faliilor unde se formează cîmpuri și noduri de minereu. Din centru spre periferia nodurilor de minereu și spre partea superioară a secțiunilor stratigrafice conținutul de minereu în magmatite și dimensiunea zăcămintelor scad considerabil.

Gradul de mineralizare este determinat de gradul de diferențiere a magmelor purtătoare de minereu. S-a constatat că zăcămintele mari sînt asociate cu intruziuni și efuziuni polifazice formate ca rezultat al diferențierii și licuației abisale a magmelor mineralizante în camere magmatice intermediare și ascensiunilor repetate prin intruziuni separate de magme cu minereu. La tipurile de zăcăminte australian și Pecenga parțialele redistribuiri și alterări ale compoziției primare sînt determinate de procesele de metamorfism regional.

După Nalderett [292] peste 95% din resursele de minereu de Cu—Ni aparțin la cinci asociații petrologice și tectonice : 1) intruziunea de norit-gabbrouri de la Sudbury asociată unei astrobleme ; 2) intruziuni în legătură cu activitatea de curgeri de bazalte continentale (Norilsk-Talnach, URSS ; Duluth, Minnesota) ; 3) centuri de șisturi verzi precam-

briene cu zăcămintele asociate magmelor tholeiitice (Pecenga, Peninsula Kola, URSS) și komatiitice (Kambalda, Australia de Vest); 4) centuri orogenice fanerozoice cu zăcăminte de dimensiuni mici (Moxie, Maine și Rana, Norvegia); 5) complexe stratiforme de roci bazice-ultrabazice (complexul Bushveld). Tot Nalderett [292] subliniază rolul important al proceselor de asimilare (Sudbury) și contaminare (Duluth, Moxie, Norilsk) în formarea zăcămintelor de Cu—Ni.

Godlevski și Linhacev [160] recunosc asocierea zăcămintelor de Ni—Cu cu următoarele formațiuni de roci: gabbro-troctolite de tip Duluth, gabbro-dolerite de Norilsk, gabbro-norite-piroxenite-peridotite de Bushveld și Moncegorsk, gabbro-piroxenite-peridotite de Pecenga, peridotite de Kambalda și Allarechinsk, peridotit-dunite de Mountkeisk și dioritnorite de tip Sudbury regenerat. Toate acestea sînt asociate cu masive magmatice ale unor trocuri (troughs) vulcano-sedimentare suprapuse crustelor continentale și platformelor de compoziție granitică-gnaisică, formate în condiții de rift. Formațiunile de roci și zăcămintele de minereuri au sursa în magma bogată în sulfuri din manta. Aceasta avînd temperatura mare, determină scăderea fluidului de sulfuri din crusta Pămîntului, în contrast cu sulfurile libere magmatice care evoluează în timpul ascensiunii și decompresiunii stratului astenolitic. Depresiunile cu nichel au fund plat, secvențele magmatice avînd peste 1,5—2 km grosime. Dacă această grosime este mai mică nu se realizează condițiile de temperatură și transport ale topiturii necesare pentru formarea acumulărilor de Ni—Cu. Favorabile în formarea acestor acumulări sînt pauzele în ascensiunea magmei care permit diferențierea acesteia și acumularea sulfurilor de Ni—Cu [160].

Referitor la geneza zăcămintelor cu sulfuri de Cu—Ni interesante sînt concluziile la care au ajuns Zolotukhin și Maliuk [464]. Ei includ zăcămintele de Ni—Cu la două tipuri distincte: tipul asociat comatiitelor vulcanice (Vest Australia) și tipul legat de intruziunile gabbroide stratificate (Norilsk). După opinia autorilor menționați, primul tip de zăcăminte s-a format din topituri de sulfuri juvenile profunde, mai vechi decît asociațiile de silicați din comatiite; în cel de-al doilea tip de zăcăminte, sulfurile au rezultat pneumatolitic-metasomatic din fluidele profunde bogate în sulf, mai vechi decît topitura de silicați din restitul magnezian îmbogățit în sulfuri. Tot acești autori remarcă faptul că topitura de sulfuri din comatiite este rezultatul proceselor de topire a substratului mantalei peridotitice originale.

Compoziția mineralogică a minereului din zăcămintele magmatice cu sulfuri de Ni—Cu este remarcabil de simplă și uniformă pretutindeni pe glob. Ea cuprinde pirotină, pentlandit și calcopirită $\pm$ magnetit, olivină, ortopiroxen și alți silicați feromagnezieni ca minerale primare. Metale prețioase (Au, Pt, Pd, sperrylit, cooperit, braggit, froodit, stibiopalladinit, talnakhit, etc.), minerale de cupru (bornit, calcozină, covelină, vallerit, cubanit, digenit), minerale de nichel (violarit — Ni_2FeS_4, millerit — NiS, bravoit — $(NiFe)S_2$, polidimit — Ni_3S_4, parkerit — Ni_2S_3 ?), minerale de cobalt (pentlandit cu Co, arseniuri și sulfoarseniuri) asociate cu pirită, titanomagnetit, ilmenit, marcasită, molibdenit, sfalerit, galenă și fier completează, în bună parte, lista mineralelor metalice din minereu.

Principalele epoci de formare a zăcămintelor de Ni—Cu sînt de vîrstă precambriană și mezozoică.

Zăcămintele de Cu—Ni și Cu asociate intruziunilor mafice de vîrstă precambriană formate în condiții de rift, cu excepția zăcămîntului Duluth deja prezentat, sînt mai puțin importante. Cele mai interesante dintre acestea se cunosc în : centurile Thompson (Manitoba) și Ungava în Canada (Barnes et al., 1982, în [361]) ; centura Limpopo din Botswana [164] ; provinciile cu Ni din regiunea Karelo-Kola, Scutul Ucrainian [147] ; masivul cristalin Voronej și regiunea Baikal de Nord, URSS [161], Africa de Sud ; Brazilia, etc. După Sawkins [361] aceste zăcăminte s-au format în stadiul timpuriu de evoluție a rifturilor.

Centura Ungavă constituie o stivă de vulcanite bazaltice cu puține intercalații de sedimente situată între gnaisele Provinciei Churchill în nord și gnaisele Provinciei Superioare în sud.

Numeroasele intruziuni de roci komatiitice ultrabazice care străbat vulcanitele menționate cuprind diseminări cu sulfuri de Cu—Ni situate de regulă de-a lungul contactelor bazale (Barnes et al., 1982, în [361]).

Tot în Canada, zăcăminte magmatice de Cu—Ni din Scutul Canadian reprezintă segregații de sulfuri imiscibile situate aproape de partea inferioară a sillurilor tholeiitice (Timagam posibil Shebandowan). După Franklin [145], sursa sulfului o constituie crusta superioară.

Penisula Kola (Pecenga, Moncea etc.), masivul Voronej, U.R.S.S. Zăcămintele de Cu—Ni din peninsula Kola sînt asociate spațial și genetic cu masivele intrusive bazice-ultrabazice ale centurii kareliene Pecenga-Imandra-Versuga, care reprezintă un șanț în fundamentul granit-gnaisic de vîrstă arhaică, umplut de bazalte cu intercalații subțiri de filite și tufite cu o grosime mai mare de 10 km [161]. Distribuția cîmpului de minereu este controlată de fracturi profunde, de structurile cutate din seria tufacee-sedimentară (Pecenga), de contactele cu gnaisele fundamentului (tundrele Moncea și Feodorov) și/sau de părțile din gnaise și amfiboli care au suferit transformări structurale în ciclul tectonomagmatic karelian (cîmpurile Allarechensk și Pecenga est).

În evoluția geologică a peninsulei Kola se disting trei etape [163] : (1) etapa saamskă (3 800—3 500 mil.a.), cînd se formează complexe de gnaise și gnaise granitice practic lipsită de mineralizații importante ; (2) etapa kolskă-belomorskă (3 500—2 600 mil.a.) marcată de formarea principalelor elemente structurale (megasinclinalul Murmansk și megaanticlinoriul Belomorsk, fig. 4.29), a formațiunilor terigenă, argilitică, grezoasă feldspatică (graywacke), cuarțitică, feruginoasă, argilitică și a mineralizațiilor de Ni din intruziunile de gabbro-norit-lerhzolit de la Lovnozersk și de gabbro-anortozite din raionul Kolvinț ; (3) etapa karelskă (2 600—1 640 mil.a.) caracterizată printr-o intensă activitate tectono-magmatică a protoplatformelor cu formarea formațiunilor de cuarțite feruginoase și a altor roci ale sistemului geosinclinal svecokarelian din sudul Kareliei și Finlandei. La începutul ultimei etape, în stadiul de rift, după fracturi profunde, în nord-vestul peninsulei se formează zona structurală și facială Imandra-Versuga cu gnaisele, vulcanismul bazaltoid, intruziunile de gabbro-norit-peridotit-olivinite și mineralizațiile de nichel asociate de la Moncea, Feodorova și tundra Penska. Tot în ultima etapă, dar în stadiul următor (2 180—1 000 mil.a.), se formează impunătoarea structură

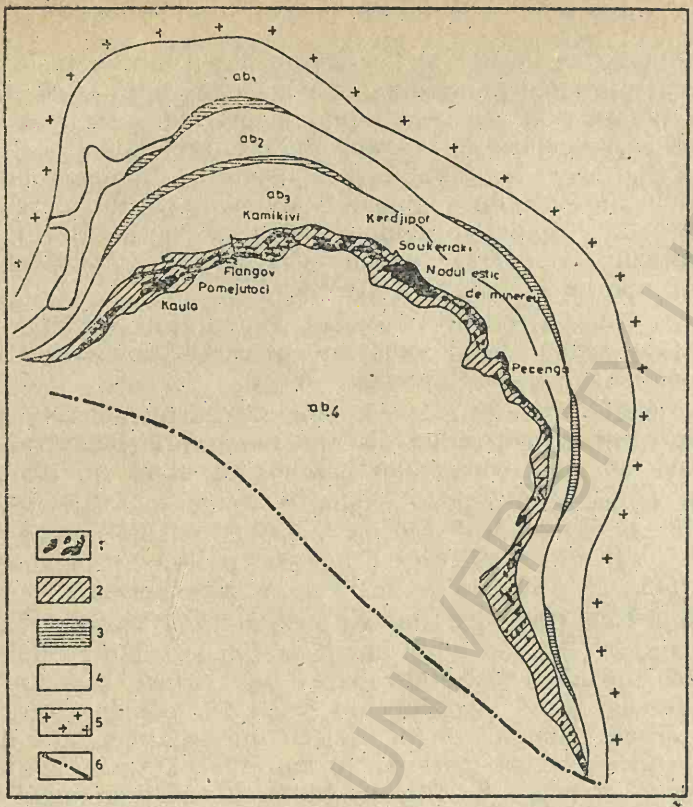

Fig. 4.29. Răspîndirea intruziunilor bazice și ultrabazice și a zăcămintelor de Ni din cîmpul de minereu Pecenga [163] (cu modificări) :

1 — roci bazice și ultrabazice ; 2 — roci tufogene-sedimentare ; 3 — calcare dolomitizate și cuarțite ; 4 — curgerile 1—4 de diabaze efuzive ; 5 — granite cu microclin și gnaise arhaice ; 6 — fractură.

tufogen-sedimentară, cuarțitele feruginoase și intruziunea gabbro-piroxenit-wehrlitică cu mineralizații de Ni de la Pecenga.

În peninsula Kola se cunosc șase raioane cu mineralizații de Cu—Ni : Pecenga, Allarecensk, Est-Pecenga, Moncea, Imandra-Versuga și Lovnozersk. Alte zăcăminte mai mici se cunosc în tundrele Salinîh și Kolviţk, în partea de sud a zonei structurale Kola. Primele patru raioane aparțin zonei structurale metalogene Pecenga-Imandra-Versuga care de fapt reprezintă un trench.

Răspîndirea intruziunilor cu nichel este controlată de factori litologo-structurali și structurali care au condus la formarea acestora în zonele de dislocație din secvența tufogen-sedimentară (fig. 4.30) sau în dislocațiile de la contactul acestora cu gnaise (tundrele Monce, Fedorov și Pansk). Cele peste 300 de masive ultrabazice localizate între amfibolitele și gnaisele fundamentului au suferit modificări în etapa metalogenetică carelianâ. În raioanele Allarecensk (2 490 + 100 mil. a.) și Est-Pecengsk, masivele ultrabazice sînt controlate de fracturile din cupola granito-gnaisică. Masivele cu nichel, în comparație cu cele fără nichel, au dimensiuni

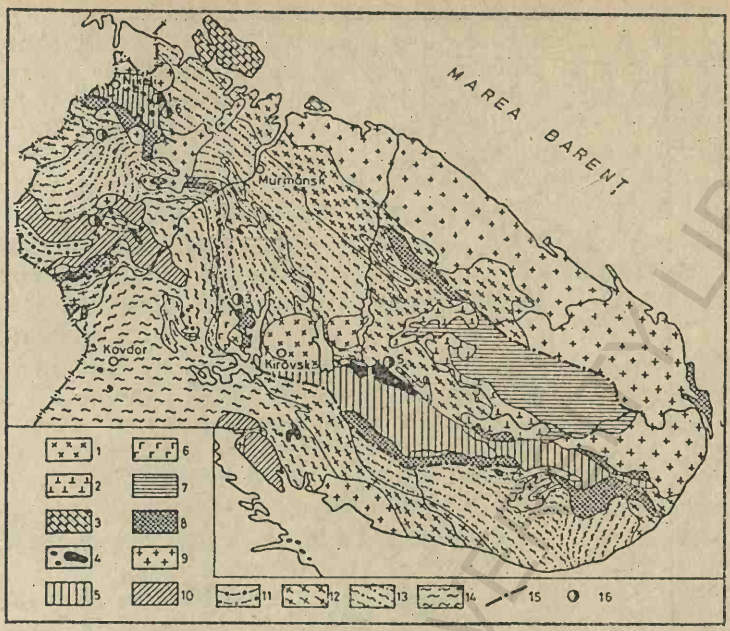

Fig. 4.30. Harta geologică simplificată a peninsulei Kola ([163], cu simplificări) :

1—3 — Paleozoic și Eopaleozoic : 1 — sienite nefelinice ; 2 — granite alcaline ; 3 — gresii, conglomerate și șisturi ; *4—9 — Proterozoic :* 4 — intruziuni bazice și ultrabazice ; 5 — șisturi verzi cu intercalații de filite, cuarțite și dolomite (seria Imandra-Versuga) ; 6 — gabbrouri, gabbro-norite și gabbroanortozite ; 7 — gnaise, cianite, șisturi micacee (suita Keiv) ; 8 — șisturi amfibolitice și diferite șisturi ale seriei Tundrei ; 9 — granodiorite și granite microclinice și plagiomicroclinice ; *10—16 — Arhaic :* 10 — granulite bazice, granite gnaisice și diorite gnaisice hipersthenice ; 11 — granulite acide ; 12 — gnaise granitice oligoclazice ; 13 — gnaise granat biotitice și micacee ale suitei Kolsce și migmatite ; 14 — gnaisele suitei belomorscă și migmatite ; 15 — falie ; *16 — raioane cu minereu de Ni (1* — Pecengsk ; *2* — Allarechensk ; *3* — Moncegorsk ; *4* — Lovnozersk ; *5* — Tundra Pansk ; *6* — Est Pecensk).

mici, sînt budinate, amfibolitizate și sărăcite în fier. La zăcămintele din raionul Lovnozersk corpurile de gabbro-norite (peste 40) au forme lenticulare situate în complexul granulitic.

După Gorbunov et al. [163] evoluția în timp și relațiile intruziunilor cu mineralizații de Cu—Ni din peninsula Kola se prezintă astfel : primele roci formate sînt gabbro-noritele (tholeiite nesaturate) din raionul Lovnozersk. Ele sînt sărace în mineralizații de Ni—Cu ; următoarele intruziuni sînt ultrabazitele bogate în Fe, sulfuri de Cu—Ni și cromit din raionul Monceagorsk, după care apar în ordine harzburgitele cu mineralizații de Cu—Ni din raioanele Allarechensk și Est-Pecensk și gabbro-piroxenit-wehrlitele (puțin productive, 1 770 mil.a.).

Intruziunea stratificată de la Monceagorsk are forma de lopolit. Este alcătuită, de la partea superioară spre bază, din piroxenite, alternanțe de piroxenite și peridotite, piroxenite feldspatice, norite, melanocrate și piroxenite (fig. 4.31). Dyke-uri de porfire cuarțifere și diabaze străbat

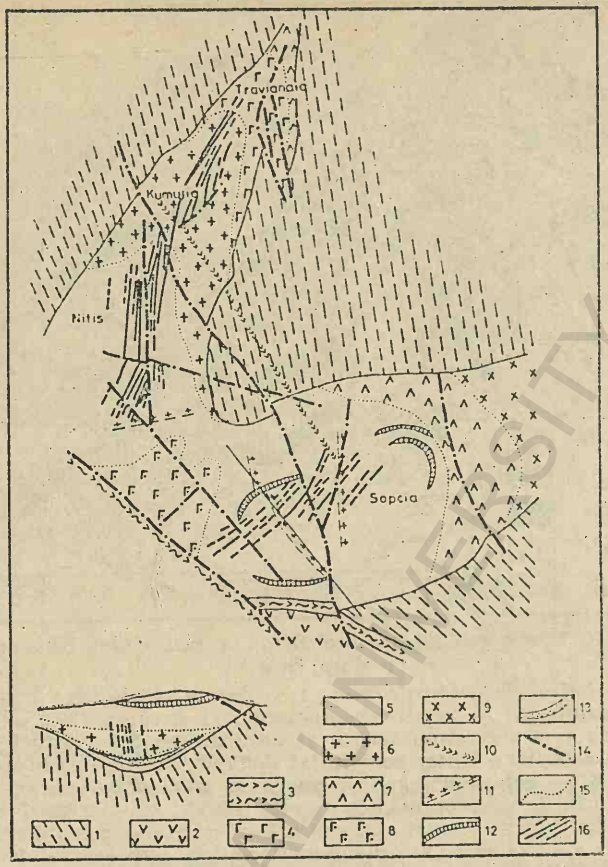

Fig. 4.31. Harta geologică simplificată a plutonului Moncegorsk ([163], cu modificări) :

1 — gnaise arhaice ; 2 — metagabbrouri și metagabbronorite ; 3 — zonă cu alternanțe de roci bazice și ultrabazice ale lanțului principal Monci ; 4 — peridotite ; 5 — piroxenite ; 6 — zona cu alternanță de piroxenite și peridotite ; 7 — piroxenite feldspatice ; 8 — olivinite ; 9 — norite melanocrate ; 10 — dyke-uri de cuarț porfire ; 11 — dyke-uri de diabaze ; 12 — stratul de minereu muntele Sopci „303" ; 13 — minereul în secțiunea geologică ; 14 — fractură ; 15 — limita rocilor plutonului ; 16 — filoane de minereu.

masivul intrusiv și gnaisele arhaice ale fundamentului. Minereul apare sub formă de lentile-strat și filoane. Lentilele-strat apar în special în apropierea contactului zonei cu alternanțe de piroxenite și peridotite cu gnaisele fundamentului ; ele se cunosc și spre partea superioară a intruziunii (stratul de minereu „330" munții Sopci). Filoanele predomină în partea de NV a intruziunii. Ele reprezintă fracturi prototectonice umplute cu minereu de regulă masiv. Acest tip de minereu este considerat ca format în faza pegmatoidă a masivului intrusiv.

Zăcămintele de Ni din cîmpul de minereu Pecenga sînt asociate cu corpurile de intruziuni bazice și ultrabazice situate în secvența vulcano-sedimentară (fig. 4.30). În regiunile Onki-Soukeriaki și Kaula-Kammikivi corpurile de gabbrouri și diorite se asociază cu intruziunile amintite. Spre exteriorul secvenței vulcano-sedimentare sînt mai multe învelișuri de diabaze efusive. Fundamentul regiunii este alcătuit din granite microclinice. Minereul, compact și diseminat, se aglomerează sub formă de lentile și corpuri de diseminare. La Kaula acesta apare în special în serpentinite ; diseminări, dar mai slabe, apar și în filite.

Minereul zăcămintelor de Ni din peninsula Kola, comparativ cu cel de la Norilsk, este mai bogat în Ni și Co. El este alcătuit în special din pirotină și calcopirită. Pirotina conține pentlandit — principalul mineral de Ni din zăcăminte.

Zăcămintele din regiunea Prebaikal de nord sînt asociate cu masive de gabbro-norit-peridotite situate în șisturile proterozoic superioare din platforma siberiană. Corpurile se intercalează în șisturi cu formă lentiliformă și asimetrică, iar rocile cu mineralizații de nichel — peridotite și olivinite — sînt situate în partea inferioară a masivelor [163].

Cele mai importante zăcăminte sînt Ioko-Dovîrensk, Ciaiski, Iurundukansk și cuprind două tipuri de minereuri — diseminat și filonian. Primul tip însoțește peridotitele serpentinizate ; filoanele și cuiburile de sulfuri apar în serpertinitele brecifiate din partea bazală a intruziunilor. Vîrsta absolută a masivului Ioko-Dovîrensk este 778—636 mil. ani [163].

Zăcămintele din masivul cristalin Voronej. În Precambrian evoluția geologică a masivului cristalin Voronej (MCV) este similară cu cea a scutului Baltic. Aici se cunosc două etape tectonomagmatice [163] : 1) kolsckă-belomorskă, reprezentată prin diverse complexe de șisturi, gnaise și șisturile verzi ale seriei Mihailovsk, cu rare intruziuni interstratificate de piroxenite amfibolitizate și hornblendite (2800—2200 mil.a.) și 2) karelianâ, constituită din seria grezo-șistoasă și seria vulcano-sedimentară de Voronțov cu numeroase (peste 300) masive bazice și ultrabazice și de diorit-norite [215] (așa-numitul complex trosniansk-mamonsk, 1980—1370 mil.a.) cu care se asociază toate zăcămintele de Cu—Ni din MCV. Zăcămintele, ca și masivele intrusive, sînt controlate de fracturi profunde, orientate NNW și umplute cu material cărbunos. Aceste fracturi cuprind mineralizații de pirită și pirotină. Intruziunile au forme rotunjite sau lenticular-arcuite, constituite predominant din gabbro-norite, gabbrouri și mai puțin peridotite și dunite. În masivul Voronej se cunosc zăcămintele Nijnemamonskoe, Podkolodnovskoe și Elkinsk și peste zece iviri mineralizate (Iubileinoe, Ostahovskoe, Martovskoe, etc.). Minereul din zăcămîntul Nijnemamonskoe se află în serpentinitele apodunitice de pe rama nord-estică a peridotitelor plagioclazice (fig. 4.32). El este alcătuit în special din pirotină, pentlandit și calcopirită ; subordonat sau accidental s-au mai remarcat gersdorfit, cobaltină, nichelină, löllingit, molibdenit, pirită, marcasită, violarit, cromspinel, ullmanit și grafit.

Recent un nou tip de pluton nichelifer de dimensiuni mari (120 km^2) a fost descoperit în MCV [82]. Acesta este alcătuit din intruziuni de norit-diorite și norite (MgO = 8—15%) îmbogățite în SiO_2 și Al_2O_3 ca urmare a contaminării cu roci sedimentare. Factori petrologici (norite mezo- și melanocrate, diorite piroxenice, etc.) și structurali (exfolieri) au stimulat combinarea minereului sin- și epigenetic, determinînd para-

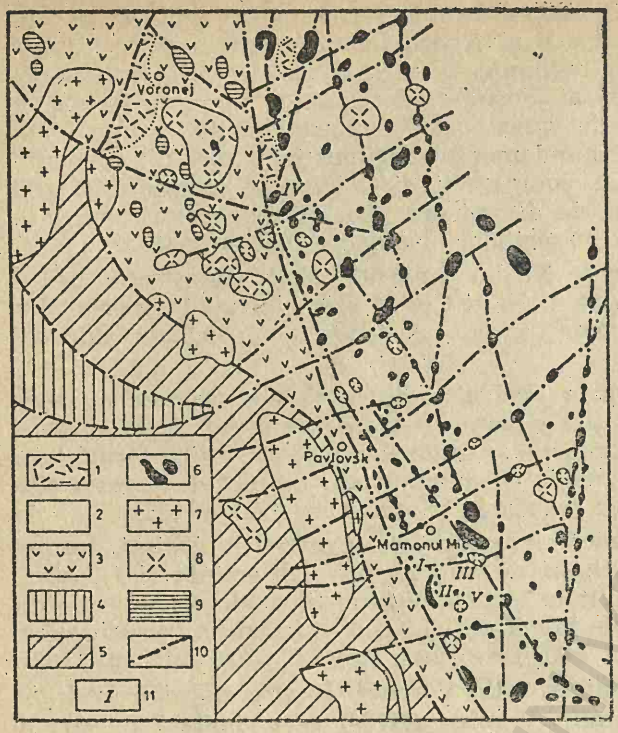

Fig. 4.32. Harta geologică cu masivele intrusive bazice și ultrabazice din partea de SE a masivului Voronej (după Cernîsov, 1971, [163], cu modificări) :

1 — suita Kurbakinsk-Baigorovsk ; 2 — suita grezo-șistoasă a seriei Vorontovsk-Oskolisk ; 3 — suita vulcanogenă a seriei Vorontov-Oskolisk ; 4 — seria metamorfică Kursk ; 5 — seria Oboiani-Mihailovsk ; 6 — complexul bazic-ultrabazic Trosniask-Mamoria ; 7 — granitele și granodioritele complexului Pavlovsk ; 8 — plagiogranitele, dioritele complexului Stroilensk-Usmansk ; 9 — roci bazice și ultrabazice ; 10 — falie ; 11 — zăcăminte și iviri mineralizate : I — Nijnemamonovsk ; II — Podkolodnovsk ; III — Jubileinoe ; IV — Ostahovskoe ; V — Martovskoe.

geneze minerale bogate în pentlandit, subordonat pirotină și calcopirită ; asociațiile de sulfoarseniuri-arseniuri, Au, Ag și Pt sînt larg răspîndite. După Cernisov [82] mineralizația prezintă similitudini cu cea din noritele plutonului nichelifer de la Sudbury.

Districtul O'Kiep, Namibia. Complexul metamorfic Namaqualand din Namibia cuprinde în districtul O'Kiep numeroase corpuri de ultrabazite puternic metamorfozate constituite din hiperstenite, hipersten diorite și diorite micacee (1,2 miliarde ani). Aceste roci sînt asociate cu variate tipuri de gnaise și granite. Minereul este de tip masiv și diseminat. El cuprinde calcopirită și bornit ; mineralele de Ni apar subordonat. Rezerva totală de minereu cunoscută este de 84 mil. t, cu 2,1% Cu.

Caraiba, Brazilia. Mineralizații de Cu similare celor cunoscute în districtul O'Kiep apar și în statul Bahia din Brazilia. Aici, la Caraiba, corpuri lenticulare de norite și hiperstenite conțin mineralizații lenticulare și de diseminare de calcopirită și bornit (Townend et al., 1980, în [361]. Cele 150 mil. t de minereu cunoscute au un conținut mediu de 1,04% Cu.

4.6.2.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOICĂ

Cele mai importante zăcăminte de vîrstă mezozoică formate în condiții de rift se află în regiunea Norilsk-Talnakh din partea de nord-vest a Platformei Siberiene. În această regiune, rocile mafice (gazda mineralizațiilor) s-au format datorită unei intense și îndelungate activități mag-

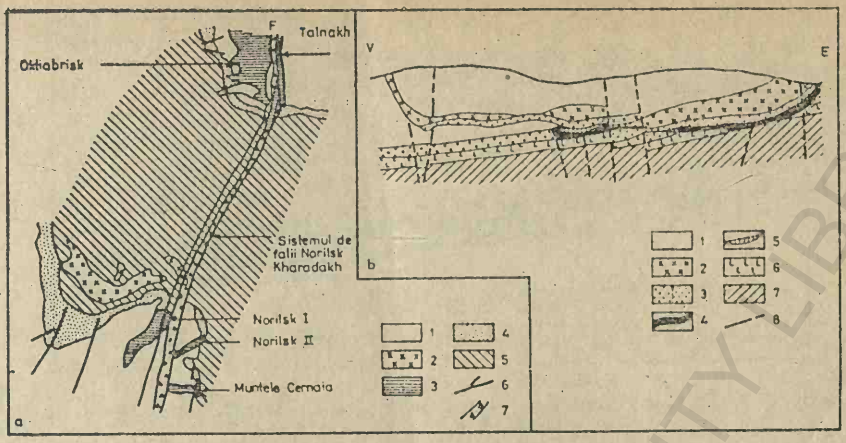

Fig. 4.33. Harta geologică simplificată a districtului cu mineralizații de Ni Norilsk-Talnakh, U.R.S.S. ([294], cu modificări) (a) și secțiune geologică prin zăcămîntul Norilsk I ([158], cu modificări) :

a : 1 — lave permo-triasice ; 2 — alte roci intrusive ; 3 — proiecția la suprafață a unor intruziuni mineralizate ; 4 — sedimente continentale permo-carbonifere, inclusiv cărbuni ; 5 — calcare și evaporite devonian-carbonifere ; 6 — falie ; 7 — brecie. b : 1 — seria vulcanică permo-triasică ; 2 — gabbro-dolerite de Norilsk — intruziunea I ; 3 — a — succesiune permo-triasică din culcuș ; b — zone de minereu în intruziune ; 4 — zone de minereu din culcuș ; 5 — minereu filonian ; 6 — sill doleritic ; 7 — fundament permo-carbonifer.

matice responsabilă de formarea în perioada Permian superior-Triasic a trappelor siberiene, constituite, în special, din curgeri de bazalte.

În evoluția geologică a regiunii se disting trei etape [163] : — etapa rifean-paleozoic inferioară (Devonian-Carbonifer), caracterizată prin formarea în depresiuni de depozite continentale și la marginea platformei a unei secvențe carbonatice și evaporitice ; — etapa paleozoică (Carbonifer-Permian), cu depozite transgresiv-regresive epicontinentale constituite din formațiuni carbonatice, sulfato-carbonatice, terigene și cărbunoase (seria Tunguscă) ; — etapa mezo-cainozoică, cînd alături de depozite groase carbonato-terigene se formează o impresionantă stivă (peste 1,5 mil. km^3) de vulcanite bazaltice (formațiunea de trappe) și intruziunile cu roci bazice-ultrabazice și kimberlite cu care se asociază genetic și spațial zăcăminte cu Cu—Ni(Pt) și diamante.

Regiunea Norilsk-Talnakh reprezintă o zonă de rift intracontinental. Ea cuprinde intruziuni mafice amplasate de-a lungul zonei de fracturare cu orientare NNE, adiacente depresiunii Yenisei-Katanga (fig. 4.33 a, b). Privită în ansamblu, această zonă arată ca o structură în blocuri afectate de dislocații profunde care la Norilsk și Talnakh au controlat formarea trapelor bazaltoide tholeiitice și a intruziunilor mafice (asociația magmatică nicheliferă vulcano-intrusivă [163]. Intruziunile cu minereu, multe asociate cu falia Norilsk-Kharadakh, reprezintă picrite și dolerite picritice, care, treptat, spre partea superioară devin mai acide. Ele au formă de silluri, taie ușor sedimentele (6—8°) și înclină 7—10° spre vest și sud-vest. Lungimile acestora ating uneori 12 km iar grosimile pot depăși mai multe sute de metri. La Talnakh fracturile suborizontale și flexurile au avut un rol determinant în definirea formei sillurilor și a corpurilor de minereu (fig. 4.34).

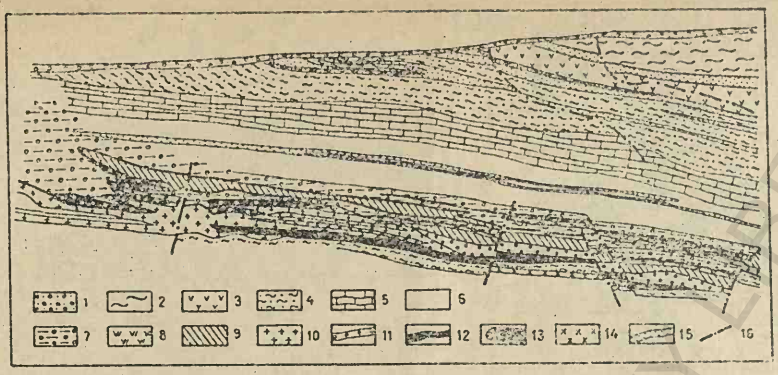

Fig. 4.34. Secțiune geologică simplificată (parțială) prin cîmpul de minereu Talnakh ([163], cu modificări) :

1 — sol ; 2 — bazalte tholeiitice, suita Siverminsk ; 3 — bazalte feldspatice cu titanaugite, suita Ivakinsk (P_2—Tr) ; 4 — gresii, aleurite, argilite, argile cărbunoase, cărbuni, suita Tunguska (C_3—P_2) ; 5 — dolomite, calcare, suita Kalargonsk (D_3Kl) ; 6 — anhidrit, marnă, suita Manturovsk (D_2Mt) ; 7 — roci de contact metamorfice și metasomatice ; 8 — diorite, gabbrodiorite, gabbrouri ; 9 — gabbrodolerite ± olivină ; 10 — gabbrodolerite picritice și taxitice ; 11—13 — minereu : 11 — diseminări în roci intruzive ; 12 — strate ; 13 — brecii ; 14 — sill-uri gabbrodoleritice ; 15 — dolerite titan-augitice ; 16 — falie.

La Norilsk intruziunile cuprind în general, din bază spre partea superioară, următoarea succesiune de roci : dolerit-gabbrouri cu structură doleritică, taxit-gabbrouri, picrit-gabbrouri-troctolite, gabbrouri cu olivină și biotit, gabbrouri cu olivină, gabbrouri fără olivină și diorite. Mineralizațiile de Cu—Ni(Pt) sînt prezente în toate secvențele menționate, interesante economic fiind numai cele din ultimele trei separații cu o grosime totală de 80—300 m. Minereul apare sub diferite aspecte [151] : diseminări, reprezentînd orizonturi de sulfuri globulare xenomorfe și cu aspect sideronitic în ultrabazitele și gabbrourile din partea inferioară a intruziunii ; corpuri masive de sulfuri în zona inferioară de endo- și exocontact a intruziunii și filoane, fisuri și brecii asociate corpurilor masive de minereu.

Principalele minerale din minereul zăcămintelor de Cu—Ni din platforma siberiană sînt pirotina monoclină și hexagonală, calcopirita, cubanitul, talnackitul (partea sudică a zăcămîntului Talnakh), malchikitul (în vestul zăcămîntului Talnakh) și magnetitul. Minereul mai conține troilit, mackinawit, vallerit, pirită, sfalerit, bornit, calcosină, millerit, cca 45 minerale din grupa platinei (minerale de Pt, Pd, Ro, Ru), aur, aliaj de Cu—Au, argint etc. Metalele exploatate sînt Ni, Cu, Pt, Pd, Au, Ag, Co, Se și Te. În zăcăminte conținutul de Ni este relativ constant ; Cu, Pt, Pd, Au și Ag cresc în zonele cu talnakite, Co se concentrează în pirotină, iar Se și Te prezintă o distribuție neregulată. Interesant de reținut este lipsa în zăcăminte a osmiului și iridiului. De asemenea este important de subliniat compoziția simplă a minereului situat în apropierea canalelor de alimentare cu magme comparativ cu compoziția foarte complexă a acestuia din zonele frontale ale sillurilor.

Referitor la geneza zăcămintelor de Cu—Ni din platforma siberiană menționăm două ipoteze : una care atribuie sursa magmatică rocilor intrusive și a minereurilor asociate și alta care consideră picrit-gabbrourile, texitele și dolerit-gabbrourile din zonele de contact cu fundamentul ca și acumulările de sulfuri ca formate din procese metasomatice. Valorile de 7 sau mai mari ale $\delta^{34}S$ pentru sulfurile din minereu [229] susțin ultima ipoteză, ele sugerînd că evaporitele devonian-carbonifere reprezintă sursa pentru sulful din zăcăminte.

4.6.3. KIMBERLITE CU DIAMANTE

Roci kimberlitice se cunosc în diferite cadre tectonice, inclusiv în rifturi. Ele sînt deopotrivă intim asociate spațial și în timp cu masivele alcaline și de carbonatite ale rifturilor din estul și sudul Africii sau din alte părți ale lumii și cu falii transformante extinse în domenii continentale, ca în părțile de vest și sud-vest ale Africii. Din aceste considerente ele sînt tratate la acest capitol.

După Smirnov [381] toate zăcămintele primare de diamante sînt genetic asociate cu formațiunea de roci ultrabazice a kimberlitelor. Asemenea zăcăminte se cunosc în platforme vechi reactivate din Africa, Siberia (Iakutia), Australia (New South Wales) și insula Kalimantan și America de Nord (S.U.A. și Canada). Vîrsta zăcămintelor este paleozoic superioară în Australia și Siberia și mezozoic inferioară (Jurasic superior) în Siberia, Africa, Kalimantan și America de Nord. În Africa de Sud se cunosc și kimberlite de vîrstă precambriană (Premier Mine) [283].

Instruziunile de kimberlite au în secțiune formă de pipe oval-cilindrice (fig. 4.35). Ele au diametre de cîteva sute de metri și se extind la adîncimi de peste 1 000 m. Adesea, corpurile de kimberlite se grupează alcătuind cîmpuri de pipe de-a lungul intersecțiilor de fracturi.

Kimberlitele sînt roci ultrabazice cu structură porfirică, iar pipele diamantifere reprezintă o brecie eruptivă cimentată cu kimberlite. Elementele din brecie aparțin formațiunilor din fundament (gnaise, amfibolite, gresii, calcare etc.) și rocilor parentale (ultrabazite cu olivină, eclogite etc.). Kimberlitele din Yakuția cuprind [381] : minerale caracteristice acestor roci (diamant, olivină, pirop, ilmenit, cromit, spinel, grafit, etc.), minerale și fragmente ale rocilor parentale (feldspat, diopsid, grossular, pirop etc.) și ale altor roci (almandin, plagioclaz, apatit, etc.), și minerale secundare (automorfe, hidrotermale și supergene).

Diamantele din pipele de kimberlite au forme, dimensiuni și culori foarte variate. Ele

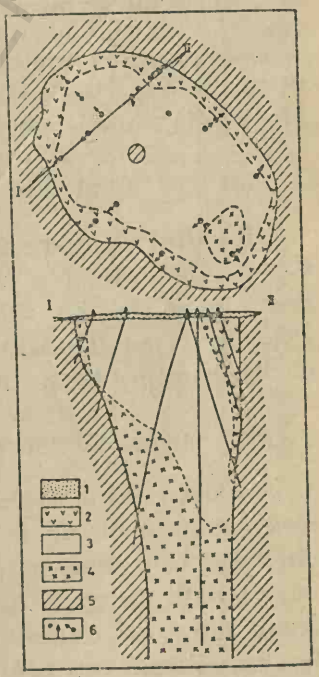

Fig. 4.35. Planul geologic și secțiunea pipei de kimberlite Mir, U.R.S.S. [381] : 1 — sedimente ; 2 — kimberlite alterate, galbene ; 3 — kimberlite alterate, verzi ; 4 — kimberlite ușor alterate ; 5 — roci carbonatate ordoviciene ; 6 — foraje.

pot fi incluse în/sau includ diopsid, olivină și granat. Pentru activitatea de prospectare, prezența pipelor diamantifere la suprafață este sugerată de asociația în depozitele eluviale și aluviale a olivinei, piropului, picroilmenitului și cromdiopsidului.

Adîncimea cea mai favorabilă pentru magma kimberlitică este de 200—220 km (Perciuk, Vganov, 1980, în [283]. Această magmă cu o valoare ridicată a raportului H_2O/CO_2 se pare că perforează crusta, în puncte preferențiale.

Pipele mari de kimberlite diamantifere cunoscute au rezerve de zeci de milioane de carate (1 carat = 0,2 g). Ele au dat între 50 și 90% din producția de diamante a lumii [381]. Conținutul mediu de diamante al kimberlitelor nu depășește 0,5 carate/m^3.

5.6.4. ZĂCĂMINTE DE APATIT, OXIZI DE Fe—Ti, TR și Mo, Pb—Zn, Cu ASOCIATE UNOR COMPLEXE INTRUSIVE ALCALINE

Dintre zăcămintele cunoscute asociate genetic și spațial cu masive de roci alcaline formate în zone de rift prezentăm zăcămintele de Nb—U—TR, Cu—Mo, Ag nativ și Pb—Zn—Cu și de Cu nativ din riftul Keweenawan, zăcămîntul de apatit de la Sinnr (U.R.S.S.), zăcămîntul de apatit, Fe, Ti, V și TR de la Kodal (Norvegia) și zăcămîntul de TR, Mo, Pb, Zn, Cu de la Jolotca (Ditrău, România).

4.6.4.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PROTEROZOICĂ

În riftul Keweenawan din Canada și S.U.A. se cunosc mineralizații de : Nb—U—TR, de Cu—Mo tip porphyry, asociate cu complexe alcaline ; de Ag, Pb, Zn, Cu localizate de-a lungul faliilor paralele cu axele rifturilor (Thunder Bay) și de Cu nativ format în veziculele curgerilor de lave bazaltice [283].

4.6.4.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PERMIANĂ-MEZOZOICĂ

În aria riftului Baikal, de-a lungul a 400 km se cunosc șapte complexe alcaline de vîrstă devonian superior-carbonifer inferioară. Unul din aceste complexe, cel de la Sinnr, cu un diametru de 25 km, cuprinde mineralizații de apatit (Neceaieva, 1965, în [283]. Complexul este constituit din zone concentrice de pulaskite, sienite bogate în potasiu și leucitite. Rocile cu apatit alcătuiesc un corp arcuit cu grosimi de cîțiva metri de sienite nefelinice melanocrate cu peste 10% apatit.

Zăcămîntul de apatit, Fe, Ti și V de la Kodal este situat la 90 km SSW de Oslo. Mineralizațiile se găsesc într-un dyke de jacupirangite, asociat intruziunilor alcaline de vîrstă permiană, din grabenul Oslo [72]. Dyke-ul are cca 2 km lungime și 20 m grosime. El se extinde pe direcția est-vest și cade 80° spre sud. Jacupirangitele sînt roci cu următoarea compoziție medie : 24% apatit, 37% ilmeno-magnetit, 9% ilmenit, 25%

piroxen și 5% amfiboli și biotit. Mineralele accesorii sînt sfenul, pirita, calcopirita, calcitul și talcul. Apatitul este un fluoroapatit și conține 1% Y și oxizi de TR (803 ppm Y, 1 488 ppm La, 3 334 ppm Ce, 60 ppm Eu). Concentratele de titanomagnetite conțin 63,5% Fe, 9,6% TiO_2 și 0,09% V. Rezerva totală de minereu este de 100 mil. tone.

(1) Mineralizații cu TR, oxizi de fier ± sulfuri asociate unor intruziuni alcaline (sienite, riolite, granite), formate probabil într-un rift paleozoic (Permian), se cunosc și în unitatea de Măcin din Dobrogea. Deși sînt mai puțin cercetate, ele par a fi puțin importante [43].

(2) Masivul alcalin de la Ditrău [188, 94, 399, 202, 459, 5, 102], din Carpații Orientali, atrage atenția prin marea complexitate petrologică-structurală și metalogenetică. El cuprinde carbonatite și mineralizații de apatit, oxizi de Fe-Ti-V, minerale ale pămînturilor rare, molibdenit și sulfuri comune. Masivul, amplasat într-un rift intracontinental de vîrstă mezozoică [88], are un contur evasicircular și reprezintă o intruziune complexă cu dezvoltare polistadială discordantă față de formațiunile cristaline precambriene din jur (seriile de Rebra și Tulgheș). În centrul intruziunii se află roci foidice ; ele sînt înconjurate discontinuu de roci sienitice și monzonitice după care urmează spre periferie hornblendite și diorite în partea de nord-vest și granite și granite alcaline la contactul cu fundamentul. Numeroase dyke-uri de lamprofire, microsienite, foide, granite alcaline și aplite secționează masivul.

Constantinescu et al. [102] separă în cadrul masivului două compartimente structurale : unul septentrional — Jolotca-Putna — alcătuit din roci calcoalcaline (mafite, ultramafite, diorite, monzonite, sienite, granite) și altul alcalin — Valea Mare-Güducz-Belcina — (essexite, monzonite, foide, etc.).

Mineralizațiile din primul compartiment (Jolotca-Ditrău) reprezintă acumulări de segregare magmatică (Fe, Ti, V, P, Ta) asociate mafitelor și ultramafitelor care alcătuiesc cuiburi și diseminări de magnetit vanadifer, ilmenit, sfen, apatit, și acumulări postmagmatice (Mo, TR, Ti, Nb, Pb, Zn), predominant filoniene cu orientare E—V/N, constituite din molibdenit, xenotin, loparit, monazit, ilmenit, pirită, blendă, galenă, etc., de regulă asociate cu diorite și hornblendite. În celălalt compartiment cu sienite alcaline (Aurora, Hereb, Balas Lörincz) predomină mineralizațiile filoniene cu xenotim, niobotantalați și sulfuri.

4.6.5. ZĂCĂMINTE DE Mo, Cu, Pb, Zn ASOCIATE INTRUZIUNILOR GRANITICE

Masivele granitoide din riftul Oslo și ceie din regiunea Malmjerge, Groelanda, cuprind mineralizații de Mo, subordonat de Cu, Pb, Zn.

Riftul Oslo, Norvegia. Aici se cunosc mineralizații filoniene și porphyry de Mo. Ele sînt asociate cu intruziunile de roci granitoide permiene din districtul Drammen [72, 283, 361]. Evoluția riftului Oslo a culminat cu vulcanismul inițial bazaltic de vîrstă permiană, urmat de erupții fisurale de lave latitice cu formarea de vulcani centrali și caldere de subsidență. Ulterior au urmat intruziuni de monzonite, sienite și granite biotitice subalcaline. Principalele mineralizații apar în partea centrală a calderei Glitrevann (fig. 4.36) sau în structurile inelare din interiorul

Fig. 4.36. Harta geologică simplificată a regiunii Oslo ([72], cu modificări) :

1 — granite biotitice (granite Drammens) ; 2 — intruziuni alcaline (ekerite, nordmarkite, larvigite, lardalite) ; 3 — lave (bazalte și porfirite) ; 4 — monzonite, nefelin sienite ; 5 — vulvanite și sedimente cambro-siluriene ; 6 — roci precambriene ; 7 — caldere și falii inverse ; 8 — falii.

intruziunilor batolitice unde se cunosc porfire cauțo-feldspatice și granite aplitice cu diverse asociații de monominerale : feldspat potasic în stockwork-uri, sericit în salbandele filoanelor de cuarț-sericit-pirită, minerale argiloase în zonele piritzate±Mo, și clorit, epidot, calcit în zonele mai îndepărtate de corpurile mineralizate.

La Sörumasen se cunosc filoane de cuarț și zone de fisurare cu molibdenit și pirită, iar la Glitrevann apar corpuri de tip porphyry (Glitrevann). Filoanele au lungimi de 200 m și grosimi de 1—2 m, conținutul mediu fiind de 0,2—0,3% MoS_2. Rezerva este de 200 mii tone, cu 0,2% MoS_2.

Tot în districtul Dramenn se cunosc numeroase zăcăminte de contact metasomatic de Pb, Zn, Cu și Fe±Bi, Ni, Co și W (scheelit).

Sillitoe [376] susține că marea majoritate a zăcămintelor de Mo de tip porphyry cu 0,15—0,6% Mo este formată în condiții de rift.

Malmbjerg, Groenlanda. În partea centrală și de est a Groenlandei, la Malmbjerg, regiunea Werner Bjerge, în apropierea unei zone de fracturare, apare un complex intrusiv de vîrstă terțiară alcătuit din granite piroxenice, granite alcaline și sienite nefelinice [386]. Rocile intrusive, ca și sedimentele carbonifere din jur (gresii, arkoze, șisturi argiloase), au

fost afectate de o activitate pneumatolitică și hidrotermală cu care se asociază și mineralizația de Mo. Aceasta este localizată în special în granite alcaline și sienite alcaline. Ea este de tip prophyry și cuprinde conținuturi ridicate de Mo, Mn, Ti, Zr, Nb, W și Bi. Principalele minerale recunoscute sînt : molibdenit, wolframit, galenă, sfalerit, calcopirită, pirită, pirotină, marcasit, siderit, magnetit, rutil, ilmenit, sfen, zircon și bismut. Greisenele cuprind topaz și wolframit. Filoane de cuarț mai tinere decît mineralizația de Mo, situate la cîțiva kilometri de Malmbjerg, conțin galenă ,sfalerit și calcopirită. O asociație de fluorină și calcit±sulfuri caracterizează, de asemenea, o secvență mai tînără de filoane. Rezerva zăcămîntului Malmbjerg este de 200 mil. tone cu 0,25% MoS_2.

4.6.6. ZĂCĂMINTE POLIMETALICE ASOCIATE MAGMATISMULUI BIMODAL BAZALTIC-RIOLITIC

Cadrul structural-metalogenetic. Mineralizațiile polimetalice formate în condiții de rift și magmatism bimodal bazaltic-riolitic pot fi încadrate la două tipuri genetice și paragenetice : hidrotermale de cupru și vulcanogen-sedimentare de Cu, Cu-Zn și Zn-Pb-Cu. Comparativ cu primul tip, care pare a fi puțin răspîndit (Sawkins, 1984), celălalt tip are o largă răspîndire [146, 361]. El apare în regiuni cu mari variații litologice și cantitative între termenii vulcanici felsici și mafici, pe de o parte, și secvențele sedimentare, pe de altă parte. În general vulcanitele bazice, comparativ cu cele acide, sînt mai vechi decît cele felsice. Se cunosc însă și unele regiuni, de exemplu New Brunswick [377], Sekellefte [361] și partea centrală și sudică a Finlandei, unde vulcanitelor felsice le succed vulcanite mafice.

De regulă mineralizațiile masive de sulfuri sînt situate în riolite. Compoziția minereului, ca și a zonelor de alterare, este relativ simplă : pirită, calcopirită±sfalerit-galenă și cuarț, clorit la mineralizațiile masive de Cu-Zn ; pirită, sfalerit, galenă, calcopirită și cuarț, sericit și clorit la mineralizațiile masive de Zn-Pb-Cu.

Referitor la geneza zăcămintelor de sulfuri masive este aproape unanim acceptată ideea că acestea s-au format la sau aproape de izvoarele (vents) sistemelor hidrotermale submarine. Argumentul principal pentru această presupunere îl constituie structurile sedimentare din interiorul secvențelor cu sulfuri masive ale zăcămintelor. Aceste structuri sînt atenuate sau se șterg total dacă transportul mecanic al minereului prin alunecare față de ventul de descărcare s-a realizat pe mai multe sute de metri sau dacă au suferit ulterior transformări postdepoziționale și de metamorfism. Circulația soluțiilor juvenile bogate în NaCl în venturi este explicată prin modelul celulei de convecție.

În prezent există numeroase incertitudini în ceea ce privește formarea zăcămintelor masive polimetalice în condiții de rift. Această situație este creată de lipsa unor criterii petrochimice și litologice riguroase pentru diferențierea rifturilor intracontinentale de sistemele retroarc, ale zonelor de subducție [283, 361]. Lipsa, în general, a andezitelor din asociațiile de roci vulcanice formate în rifturi intracontinentale ar putea constitui, în multe cazuri, un criteriu în stabilirea cadrului tectonic de formare a mineralizațiilor.

După Sawkins [361] zăcămintele de sulfuri masive din această grupă se formează în stadiul tîrziu de evoluție a zonelor de rift. Acest stadiu corespunde cu trecerea de la un regim de sedimentare de mare puțin adîncă la unul de mai mare adîncime, cînd spectrul metalelor în zăcămintele formate suferă modificări esențiale. După același autor, în stadiul timpuriu de evoluție a rifturilor intracontinentale, sedimentele formate au caracter torențial și lacustru.

Majoritatea zăcămintelor de sulfuri masive asociate rocilor vulcanice formate în stadii avansate de evoluție a rifturilor sînt de vîrstă precambrian-paleozoică și mai puțin mezozoică. Astfel de zăcăminte se cunosc în Canada, Australia, Alaska, Suedia, Finlanda, România, etc.

4.6.6.1. ZĂCĂMINTE HIDROTERMALE DE Cu

Zăcămintele hidrotermale de cupru sînt relativ rar întîlnite în rifturi. Dintre acestea, zăcămîntul Messina din Namibia este cel mai important. Alte iviri, mult mai modeste, se cunosc în Copper Belt din Zambia și în riftul Keweenawan din Canada. Pentru zăcăminte de Ba-Pb-Zn-Cu menționăm pe cele de la Somova-Mineri din Dobrogea de nord.

Zăcămîntul **Messina** [361] cuprinde trei corpuri de substituție (mina Artonvilla) și mai multe corpuri de brecii cu aspect alungit controlate de falia Messina. Formațiunile din jurul faliei sînt puternic metamorfozate regional. Ele aparțin unui horst din riftul Limpopo. În timpul formării riftului (Triasic-Jurasic) au erupt bazalte și puține riolite care uneori alcătuiesc complexe inelare asemănătoare celui de la Nuanetsi (210—170 mil.a.). Corpurile de substituție prezintă o structură concentric-zonară cu calcozină în partea centrală, iar spre periferie au bornit, calcopirită și pirită. Corpurile de brecii sînt alcătuite din fragmente de roci puțin alterate, cimentate de albit și cuarț roziu±epidot, clinozoizit, clorit și sulfuri de Cu. În unele fisuri este prezentă asociația epidot, specularit și sulfuri de cupru. În corpurile de brecii, calcopirita se află la partea superioară iar bronitul în adîncime.

Studiile incluziunilor și izotopilor stabili au arătat că mineralizația zăcămîntului Messina s-a format din soluții apoase la temperaturi scăzute (130—210°C) și salinitate variind de la 1 la 26% NaCl echivalent. După Sawkins și Rye [362] mineralizația s-a format prin spălarea de către fluide meteorice a cuprului din bazalte. Fluidele alcătuiau un sistem geotermal convector controlat de falia Messina. Temperaturile înalte caracteristice rifturilor active au stimulat sistemul geotermal convectiv. Aceiași autori explică formarea corpurilor de brecii prin prăbușiri datorate dizolvării rocilor prin circulația convectivă a apelor meteorice alcaline. Zăcămîntul Messina are 3% Cu, iar din el prin prelucrare s-au obținut peste 300 t cupru.

4.6.6.2. ZĂCĂMINTE DE Ba-Pb-Zn-Cu

Somova-Mineri, Dobrogea de nord. Dobrogea de nord reprezintă în totalitate o structură allohtonă. Ea face parte din orogenul nord-dobrogean și cuprinde trei unități tectonice majore (Măcin, Niculițel, Tulcea) între care există raporturi de încălecare de vîrstă alpină [311, 363, 42].

Complicata structură determinată de prezența unităților și subunităților șariate, încă insuficient cunoscută datorită păturii de loess, prezintă numeroase elemente care atestă că în Triasic-Cretacic inferior teritoriul Dobrogei de nord a evoluat în condiții de riftogeneză. Evoluția s-a oprit la stadiul de rift intracontinental incipient (aulacogen, [431]. Într-un asemenea cadru structural sedimentarea inițial de tip continental a evoluat devenind marină, sedimentele carbonatice predominînd. Această evoluție a fost însoțită de un magnetism bimodal bazaltic-riolitic. Vulcanitele formate (bazaltice, riolite) sînt intercalate sau străbat termenii inferiori ai Triasicului. Există și părerea că vulcanitele riolitice (Ștefan și Roșu, în [40]) din regiunea Somova-Mineri, ca și cele de la Camena (Ștefan, în [36] ar fi mai recente, probabil de vîrstă jurasică. Subliniem însă că atît sedimentele, cît și vulcanitele, în toate cazurile observate de autorul acestei lucrări, sînt în poziție allohtonă (Camena, Somova, Mineri, Isaccea, Iulia) și sînt puternic fracturate încît este dificil să se descifreze raporturile de vîrstă dintre acestea. Este interesant de menționat că în unitatea de Măcin, efuziunile bazaltice lipsesc, locul lor fiind luat de filoane doleritice. Acest fapt ar putea sugera fie îndepărtarea prin eroziune a cuverturii mezozice constituită din sedimente și vulcanite asociate, fie situarea acesteia în apropierea riftului propriu-zis. Opiniem pentru ultima alternativă.

Unitatea de Tulcea cuprinde în special la Somova-Mineri (Cîșla) și Marca-Malcoci mineralizații de baritină și sulfuri de bază [191, 328, 329, 431, 434, 428, 88, 40]. În aceste arii, unitatea (pînza) de Tulcea are un fundament constituit din filite și roci bazice slab metamorfozate Devonian ? [40], acoperit de o cuvertură formată din conglomerate și gresii arkoziene werfenian inferioare și roci carbonatice de vîrstă triasic inferior-medie. Spre sud de ariile menționate sînt cunoscute și depozite jurasice (Poșta, Frecăței etc.).

În regiunea Somova-Mineri vulcanitele bazice și acide sînt de asemenea prezente. Aici riolitele formează structuri de tip dom [40], sau alcătuiesc silluri, filoane și corpuri concordante și discordante de riolite, inclusiv ignimbrite. Vulcanismul bimodal manifestat ca și metalogeneza asociată par a se concentra într-un spațiu restrîns cu lățime maximă de 1,5 km, orientat NV-SE, delimitate de dealurile Pietroaiele lui Bujor la NW și Muchia Înaltă la Sud-Est. Acest spațiu reprezintă, probabil, o subunitate șariată (solz ?) situată în fruntea pînzei de Tulcea din fața faliei Sfîntul Gheorghe. În spatele acestei subunități, din interpretarea datelor unui foraj structural rezultă că există o importantă fractură cu orientare NV-SE.

Principalele mineralizații de baritină și sulfuri din Dobrogea de nord se concentrează în cîmpul metalogenetic Somova-Mineri, unde reprezintă : 1) filoane discordante de dimensiuni reduse și puțin extinse pe verticală, alcătuite din baritină±sulfuri de Pb, Zn, Cu spre partea superioară și sulfuri în gangă de carbonați±cuarț, fluorină spre adîncime (Dobrișan, Trifan, Bechir) ; 2) corpuri de formă în general tabulară de sulfuri masive situate la limita calcare spathiene/riolite (Dealul Cortelul) sau în interiorul calcarelor spathiene (Movila Săpată) ; 3) corpuri concordante de baritină în calcare spathiene ; 4) brecii carbonatice cu sulfuri±baritină (Dealul Cortelu, Dealul Carierei-Mineri, gal. Gura Smeului) ; 5) stockwork-uri cu sulfuri (Dealul Cortelu, gal. Gura Smeului). Cu excepția

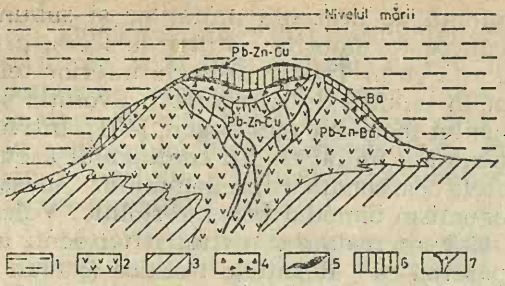

Fig. 4.37. Model simplificat privind formarea mineralizațiilor de Ba și de Pb—Zn—Cu de la Somova, Dobrogea de Nord :

1 — sedimente carbonatice-bazalte (Spathian sup.) ; 2 — dom riolitic ; 3 — sedimente carbonatice, bazalte și riolite (Spathian) ; 4 — minereu brecios de Pb—Zn±Ba ; 5 — minereu polimetalic compact ; 6 — minereu compact de baritină ; 7 — stokwork.

corpurilor concordante de baritină din calcarele spathiene, care sînt considerate de origine sedimentară și formate în depresiuni mici submarine [431, 434, 16, 88, 40], toate celelalte tipuri de mineralizații sînt atribuite de majoritatea cercetătorilor ca fiind epigenetice-hidrotermale. Recent am prezentat [40] opinia potrivit căreia cel puțin parțial corpurile tabulare de sulfuri masive, ca și cele de baritină, precum și breciile carbonatice cu sulfuri±baritină cunoscute în Dealul Cortelu, galeria Gura Smeului și Movila Săpată reprezintă concentrații de origine vulcanogen-sedimentară. Modelul genetic adoptat prezintă sensibile asemănări cu cel corespunzător formării mineralizațiilor de tip Kuroko (fig. 4.37).

Filoanele de baritină±sulfuri au direcții N50—60°W de-a lungul structurilor anticlinale și subordonat N45—65°E. Ele au căderi pronunțate și frecvent, după cîteva zeci de metri adîncime, se îmbogățesc în sulfuri și carbonați. Lungimile și grosimile acestora sînt modeste : zeci, rar sute de metri (Marca), respectiv 0,05—0,50 m, excepțional 1—2 m. Rocile-gazdă sînt de regulă calcarele spathiene. Minereul cuprinde pirită, sfalerit, galenă, calcopirită, tetraedrit, baritină, carbonați, cuarț±fluorină.

În Dealul Cortelu și Movila Săpată mineralizațiile masive și de diseminare de baritină și/sau sulfuri de tip stratabound, ca și corpurile de brecii carbonatice cu sulfuri±baritină, filoanele și stockworkurile cu sulfuri cunoscute sînt asociate exclusiv cu riolitele puternic alterate potasic. În dealurile menționate, aceste roci alcătuiesc două structuri domale. Cu excepția stockworkurilor situate în riolite, celelalte tipuri de mineralizații apar la periferia acestora, în ordine urmînd breciile carbonatice cu sulfuri±baritină și baritină compactă ; mineralizațiile de sulfuri masive situate în apropierea contactului cu corpul de riolite sînt în prezent exploatate. În cea mai mare parte sînt exploatate și corpurile de brecii și de baritină. Stockworkul (150/100 m) din dealul Cortelul care se exploatează în carieră reprezintă un riolit alterat, puternic fracturat și laminat. Cloritul, montmorillonitul, cuarțul, sericitul și adularul reprezintă principalele neominerale prezente în aria afectată de alterări. O rețea deasă de fisuri de cuarț±sulfuri, ca și diseminările adesea foarte fine de pirită, sfalerit, galenă și calcopirită caracterizează stockworkul. Adesea, în masa stockworkului se recunosc fragmente de minereu compact alcătuit din sulfuri comune.

La Movila Săpată, prin galeriile XIII, XIV și XV, s-a cercetat un corp tabular cu mineralizații masive și de diseminare, discontinuu recunoscut pe o lungime de cca 500 m. El este situat la periferia sud-vestică a domului riolitic și are grosimi variabile, obișnuit de ordinul metrilor. Corpul

de minereu urmărește de regulă contactul dintre un riolit sticlos cu grosimi modeste, puternic laminat și brecifiat, și calcarele spathice.

Mineralizațiile de sulfuri de la Somova se caracterizează printr-o asociație relativ simplă de minerale, alcătuită în special din pirită, sfalerit, galenă și calcopirită ; subordonat mai participă tetraedrit, pirotină, bournonit și aur. Ganga cuprinde carbonați, baritină, cuarț, minerale argiloase, rar gips (Movila Săpată) și fluorină. Minereul din cariera Cortelu conține 0,5—1,5% Pb+Zn+Cu.

Mineralizații de baritină și sulfuri se cunosc și la Marca-Malcoci. Aici, filoanele și corpurile hidrometasomatice de minereu importante sînt deja exploatate ; caracterele mineralogice și structurale ale acestora [428] sînt similare cu cele menționate pentru Somova-Mineri.

4.6.6.2. ZĂCĂMINTE DE SULFURI MASIVE ȘI DE DISEMINARE

Date recente [361] relevă faptul că unele zăcăminte de sulfuri masive considerate anterior ca fiind formate în condiții de subducție [283] aparțin probabil zonelor de rift. Asemenea zăcăminte sînt legate genetic și spațial cu asociația vulcanismului bimodal bazalt-riolit, andezitele, în general, lipsind. Ele reprezintă importante acumulări de Cu, Cu-Zn și Zn-Pb-Cu, de tipul celor cunoscute în Peninsula Iberică, în Europa centrală (Germania, Cehoslovacia (Sawkins, Burke, 1980), Canada, Australia, Africa de Sud, Urali, România (centura mineralizațiilor polimetalice din Carpații Orientali, Boița-Hațeg, Munții Poiana Ruscă) (Folea et al., [141]) etc.

Zăcăminte de vîrstă precambriană

În Peninsula Scandinavă, în zona mineralizată Vihanti-Pyhäsalmi, districtul Oulu, Finlanda, și în districtul Skellefte din Suedia se cunosc numeroase zăcăminte de sulfuri masive asociate genetic și spațial cu vulcanismul bimodal bazaltic-riolitic. De asemenea zăcămintele Broken Hill din Australia și Gamsberg din Africa de Sud sînt considerate ca formate în același cadru tectonic [361].

Pyhäsalmi, Finlanda. Partea de sud-vest a districtului Oulu cuprinde centura cu mineralizații de zinc Vihanto-Pyhäsalmi [196]. Șisturile cristaline și vulcanitele acestei centuri aparțin părții inferioare a svecokarelidelor. Metasedimentele reprezintă gnaise și derivatele lor migmatice. Metavulcanitele sînt bazice și subțiri în partea inferioară a secvenței metasedimentelor, iar în partea superioară a acesteia reprezintă o stivă groasă de efuziuni, roci piroclastice și tufite de compoziție bazică-acidă.

Zăcămîntul Pyhäsalmi este situat în șisturile zonei Ruotanen. Ele au o grosime de cca 2 km și sînt reprezentate de micașisturi, amfibolite, cuarțite sericitoase și leptinite — roci cuarțo-feldspatice (fig. 4.38). Leptinitele sînt roci fin granulate, de culoare cenușie, cu aspect slab șistos, alcătuite din fenocristale de cuarț, oligoclaz și puțină mică ; adesea cuprind mici benzi de amfibolite. Minereul de tip diseminat și compact este situat în cuarțitele sericitoase. În apropierea contactului cu leptinitele apar șisturi bogate în mică și gnaise micacee în compoziția cărora, pe lîngă muscovit, biotit și sericit, mai apar cuarț și plagioclaz. În culcușul și acoperișul corpului de minereu gnaisele micacee prezintă îmbogățiri în cordierit sau în cordierit și antofilit. Pegmatitele cu microclin cunoscute în regiune sînt mai recente decît șisturile cristaline ale zonei Ruotanen.

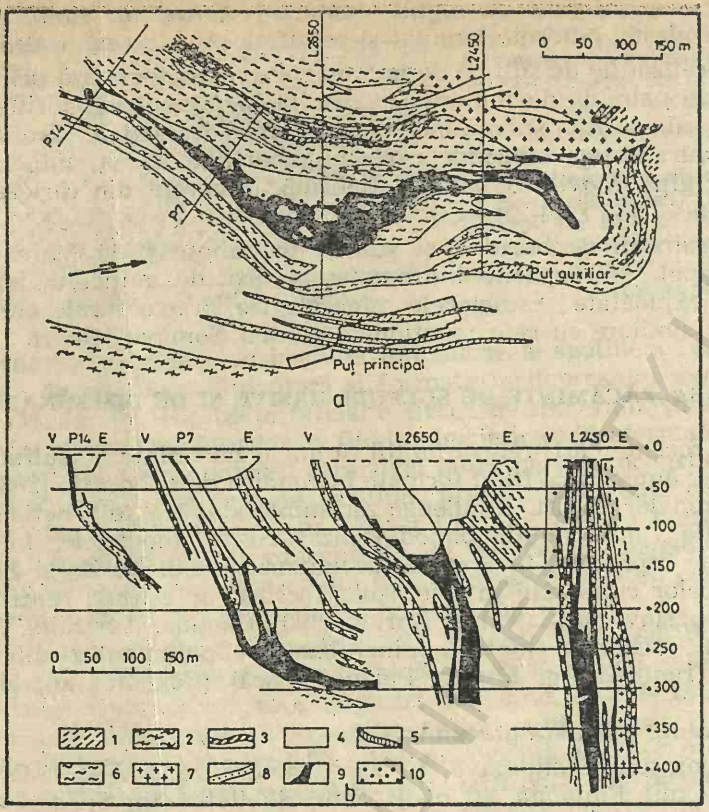

Fig. 4.38. Hartă geologică (a) și secțiune geologică (b) a zăcămîntului Pyhäsalmi, Finlanda ([196], cu modificări) :
1 — amfibolite ; 2 — roci vulcanice bazice ; 3 — micașisturi ; 4 — cuarțite sericitoase ; 5 — gnaise cu hornblendă ; 6 — gnaise micacee ; 7 — pegmatite ; 8 — leptinite ; 9 — minereu ; 10 — impregnări de pirită.

Întreaga rezervă de minereu a zăcămîntului este concentrată într-un singur corp de minereu ; alte mici lentile de minereu se află la est și sud de corpul principal. Acest corp, situat în flancul estic al unui sinclinal, are direcție N-S și înclinări variabile, de la subverticale în sud la aproape orizontale în nord. El aflorează pe cca 650 m lungime, are lățimea maximă de 80 m și este cunoscut pe o adîncime de peste 600 m. Corpul de minereu arată relații de concordanță față de rocile gazdă — cuarțitele sericitoase (2 025—2 100 mil. ani). Minereul este masiv, cu granulație mare și bogat în pirită ; sfaleritul și calcopirita participă în cantități variabile, iar pirotina, galena, arsenopirita, magnetitul și tetraedritul apar sporadic. Ganga este alcătuită din cuarț și mice ; sporadic apar cordierit și turmalină, iar baritina și calcitul sînt prezente în porțiunile bogate în zinc. Minereul are textură stratificată și brecioasă, în special dată de concentrarea sfaleritului în benzi și strate și în cimentul blocurilor de leptinite, amfibolite, cuarțite, situate la contactul corpului mineralizat. De reținut abundența calcopiritei, galenei, arsenopiritei, aurului nativ și argintului la marginea

corpului de minereu, comparativ cu părțile centrale ale acestuia care au cele mai mari conținuturi de zinc. Mineralele metalice au fost remobilizate în mai multe stadii. Rezerva zăcămîntului este de 22 mil. tone, ceea ce corespunde cu 450 000 tone Zn, 160 000 tone Cu și 8,3 mil. tone S.

Districtul Skellefte, Suedia. Acest district reprezintă o arie cu lungimi de peste 200 km și lățimi de 20—50 km, extinsă spre vest între coasta sudică și rîul Skellefte. Districtul cuprinde numeroase zăcăminte de sulfuri masive, situate în șisturi cristaline de vîrstă precambriană. În succesiunea litostratigrafică din regiune, din bază spre partea superioară s-au delimitat [168] : 1) grupul vulcanic constituit din cuarț porfire, cuarț-keratofire și keratofire și piroclastite (ignimbrite) interstratificate cu sedimente ; 2) granitele sinorogenice svecofenidice de Jörn ; 3) conglomerate de Vargfors și vulcanite de compoziție intermediară sau bazică cu care se asociază mineralizațiile de sulfuri de origine exhalativ-vulcanică (zona de tranziție) ; 4) granite de Gallejaure ; 5) grupul filitelor cu intercalații de roci bazice submarine ; 6) granite palingenice svecofenidice. După o discordanță stratigrafică a urmat sedimentarea unor conglomerate și manifestări magmatice cu formarea de vulcanite și granite.

Districtul Skellefte cuprinde peste 100 de corpuri de minereu cu un conținut mediu de 1,5 g/t Ag, 0,8% Cu, 2,3% Zn, 0,2% Pb, 0,8% As, 30% S și 31% Fe. Rezerva totală este de 48 mil. t. Dintre zăcămintele mai importante menționăm Boliden, Langsele, Langdal, Kristineberg, Adak și Lindsköld.

În zona zăcămîntului Boliden sînt prezente rocile grupului vulcanic. Ele alcătuiesc un mic anticlinal. La acestea se adaugă granitele de Revsud și rocile grupului filitic. Corpul de minereu cuprinde două lentile en-échelon, cu o lungime combinată de 600 m și lățime maximă de 40 m (fig. 4.39). El are direcție est-vest, cade aproape vertical și este cunoscut pînă la 270 m adîncime, după care trece în mai multe filoane de cuarț cu turmalină și aur. Mineralizația este localizată în șisturi sericitoase, în culcuș și acoperiș fiind cuarț porfire și lave felsitice, respectiv cuarț-keratofire. Minereul este reprezentat prin trei tipuri principale : arsenopirită ; sulfuri în gangă de cuarț și turmalină asociate cu lamprofire ; pirită. Fiecare tip de minereu reprezintă stadii diferite de mineralizare. De reținut recunoașterea în minereu a 47 minerale din care 34 sînt sulfuri, 3 oxizi, restul fiind diverse metale și aliaje.

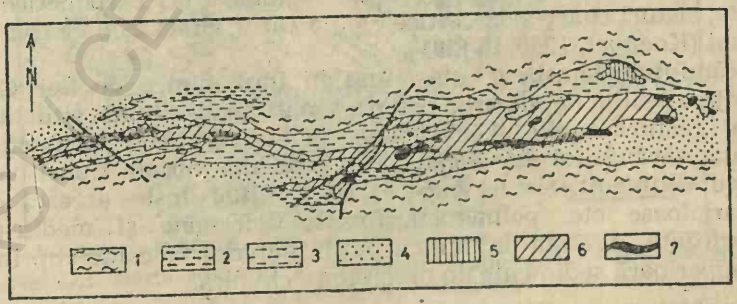

Fig. 4.39. Harta geologică la suprafață a zăcămîntului Boliden (după Odman, 1941, în [168], cu modificări) :

1 — roci vulcanice nealterate ; 2 — șisturi sericito-cloritoase ; 3 — șisturi sericitoase-piritoase ; 4 — șisturi sericitoase ; 5 — minereu de pirotină ; 6 — minereu de pirită ; 7 — minereu de arsenopirită.

Procesele de alterări hidrotermale au determinat în special sericitizarea șisturilor din interiorul și vecinătatea corpului de minereu.

Mina Boliden a produs 8,3 mil. tone minereu, din care s-au extras 118 000 t de Cu, 566 000 t de As, 2,1 mil. t de S, 128 t de Au și 411 t de Ag. Boliden a fost unul dintre cele mai mari zăcăminte de As din lume și cel mai mare zăcămînt de Au din Europa.

Broken Hill, Australia. Gnaisele puternic deformate ale complexului Willyama din New South Wales [361], cuprind mai multe corpuri lenticulare de sulfuri masive, care, deși puternic metamorfozate, reprezintă acumulări formate în condiții de rift. Lentilele de minereu sînt intim asociate cu gnaisele de Potosi (metariolite ?) situate la limita dintre secvența inferioară, parțial de origine vulcanică, și cea superioară, sedimentară. Gnaisele amintite sînt acoperite de o formațiune de Fe și amfibolite (ortoroci). La Broken Hill, zona mineralizată cuprinde șase lentile suprapuse. Ea are 7,3 km lungime, 850 m lățime și 250 m grosime. Lentilele de minereu au partea inferioară mai bogată în Zn ; deasupra predomină Pb. În partea de nord a zăcămîntului minereul primelor trei lentile nu prezintă interes economic.

Minereul este larg cristalizat și masiv. El este concordant cu rocile gazdă (Lambert, 1976). Sfaleritul (marmatit) și galena sînt principalele minerale din minereu, iar pirotina, clacopirita, arsenopirita, löllingitul, tetraedritul și pirita reprezintă constituenți minori. Ganga este alcătuită din cuarț, calcit, granat manganifer, rodonit, bustamit și flourină. De reținut variațiile mari de compoziție mineralogică remarcate la corpurile de minereu.

Zăcămîntul Broken Hill, cu rezerve de cca 160 mil. tone, este cel mai bogat din lume, conținuturile medii fiind de 0,2% Cu, 11,3% Pb, 9,8% Zn și 175 g/t Ag.

Copperton Aggenys și Gamsberg, Africa de Sud. Numeroase zăcăminte de sulfuri masive, însumînd o rezervă de cca 400 mil. tone au fost recent descoperite în complexul metamorfic de Namaqualand din Africa de Sud. Din această rezervă, zăcămintele Copperton Aggenys și Gamsberg dețin 47 mil. tone (1,7% Cu, 3,8% Zn), 200 mil. tone și respectiv 143 mil. tone (7,41% Zn și 0,55% Cu) [350]. Aceste zăcăminte sînt considerate de Sawkins [361] ca fiind formate în stadiul avansat de riftogeneză. Ele sînt situate în complexul amintit alcătuit din metasedimente și metavulcanite puternic metamorfozate regional (roci carbonatice și calc-silicatate, șisturi cuarț-muscovitice etc.) a căror vîrstă este de cca 1,35 miliarde ani (Koeppel, 1980, în [361].

Zăcămîntul Gamsberg este situat în formațiunea de fier Gams. El reprezintă o lentilă de minereu compact, puternic înclinată, situată într-un sinclinal răsturnat (fig. 4.40). După Rozendaal [350] unitatea în care este situat zăcămîntul este alcătuită în bază din variate tipuri de gnaise, șisturi cu sillimanit, șisturi micacee, etc., inițial foste arcoze, cuarțite, șisturi argiloase etc. polimetamorfozate, deformate și mediu-puternic metamorfozate. Această unitate cu puțin material vulcanic cuprinde spre partea superioară sedimente de precipitare chimică.

Zăcăminte de vîrstă paleozoică

Dintre zăcămintele de sulfuri masive de vîrstă paleozoică recunoscute ca fiind formate în condiții de rift și asociate cu un vulcanism bimodal bazaltic-riolitic le vom prezenta pe cele situate în districtul Bathrust-Newcastle și în regiunea Buchans din Canada, în centura ibe-

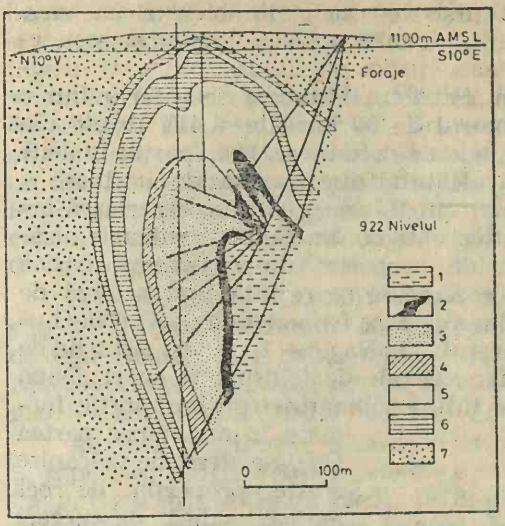

Fig. 4.40. Secțiune geologică prin zăcămîntul Gamsberg—N Cape, Africa de Sud ([350], cu modificări) :

1 — șisturi în special cuarț-muscovitice (gnaisul mafic de Nousees). Formațiunea de fier Gamsberg : 2 — diverse roci bogate în magnetit (membrul C) ; 3 — zona bogată în sulfuri (membrul B) ; 4 — diverse roci calcaroase, granatifere cu magnetit. Cuarțite de Pella : 5 — cuarțite negre ; 6 — șisturi cu silimanit ; 7 — cuarțite albe.

rică de pirită din Spania și în centura cu mineralizații pilimetalice asociate șisturilor epimetamorfice din Carpații Orientali.

Districtul Bathurst-Newcastle, Canada. Grupul Tetagouche, predominant alcătuit din metasedimente de vîrstă ordoviciană, cuprinde peste 30 de zăcăminte de sulfuri masive de Zn-Pb-Cu-Ag (fig. 4.41). Aceste

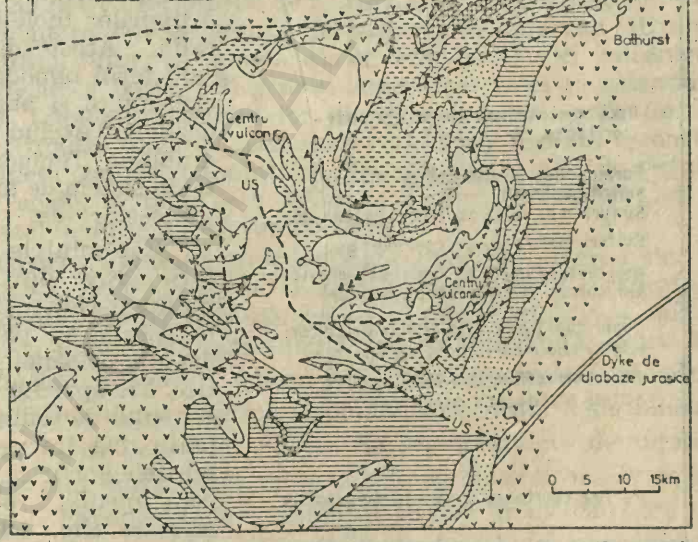

Fig. 4.41. Harta geologică a districtului Bathurst, New Brunswich, Canada ([146], cu modificări) :

1 — unitatea metasedimentară tînără ; 2 — unitatea metavulcanitelor mafice ; 3 — roci metariolitice ; 4 — unitatea metavulcanitelor porfirice felsice ; 5 — metasedimente ; 6 — unitatea metasedimentară veche ; 7 — metagabbrouri ; 8 — zăcăminte de sulfuri masive ; 9 — falie.

zăcăminte alcătuiesc districtul Bathurst-Newcastle din New Brunswick. Grupul Tetagouche este alcătuit din vulcanite acide și bazice și roci sedimentare clastice [146, 361].

Cele mai multe zăcăminte din districtul Bathurst se înscriu într-o arie aproximativ circulară cu diametrul de 50 km (fig. 4.41). Rocile din regiune au fost supuse la cinci perioade de deformare. Ele aparțin la două unități stratigrafice, una inferioară alcătuită din graywacke cuarțoase și gresii de natură continentală (Ordovician inferior), și alta superioară argiloasă, neagră (Ordovician mediu), separate de un complex vulcanic alcătuit din două secvențe de roci acide acoperite de o secvență bazică (fig. 4.42). Cele două varietăți de roci acide reprezintă una o stivă de tufuri riolitice, brecii și curgeri de lave cu rare fenocristale ($K_2O : Na_2O = 0,94$) iar cealaltă porfirele de Bathurst ($K_2O : Na_2O = 1,75$) sau șisturile de Augen care sînt roci profirice cu fenocristale de feldspat și cuarț. După Davies [110] acestea sînt curgeri de tufuri submarine sau ignimbrite formate în apă. Spre partea finală a stivei de vulcanite crește proporția de roci mafice, adică de curgeri de bazalte. Plutonii felsici cunoscuți, formați sincron cu vulcanitele acide, sînt anteriori deformărilor din Ordovicianul superior (470 mil.a., Fyffe et al., 1977). Bazaltele, fiind bogate în TiO_2 și uneori în K_2O, denotă existența deopotrivă a tipurilor tholeiitic și alcalin. Aceste date, ca și caracterul bimodal al vulcanismului și absența andezitelor, exclud formarea grupului Tetagouche într-un sistem de arc asociat proceselor de subducție.

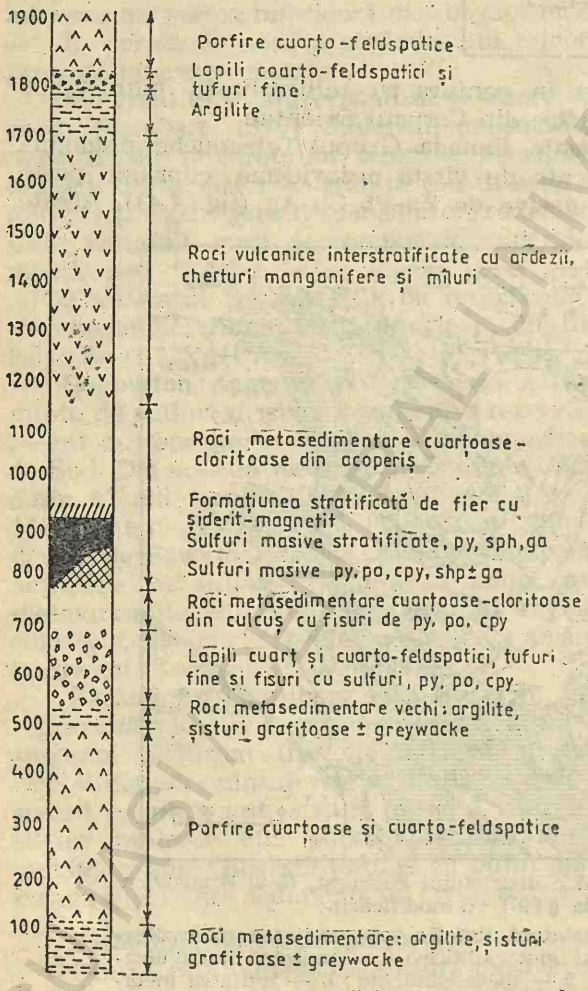

Fig. 4.42. Secțiune stratigrafică în aria Brunswick 12 [146].

Zăcămintele de sulfuri masive din districtul Bathurst-Newcastle se află în special în partea mediană a coloanei stratigrafice. Ele apar fie deasupra grupului de sedimente, fie (mult mai frecvent) peste felsitele porfirice care acoperă imediat rocile sedimentare (fig. 4.42). În această ultimă poziție se află și oxizii, silicații și carbonații formațiunii de fier. Alte sedimente chimice cunoscute cuprind

hematit și oxizi de mangan. De reținut că atît zăcămintele de sulfuri, cît și aceste sedimente cu Fe și Mn se află într-un interval stratigrafic foarte îngust. Deși zăcămintele de sulfuri masive arată o relație strînsă cu rocile vulcanice felsice, s a constatat Harley, [179] că acumulările cele mai mari de minereu (Brunswick nr. 12, Brunswick nr. 6, Orvan Brook) se află în orizonturile sedimentare intravulcanice, unde este prezentă și formațiunea de fier. În contrast cu această situație, numeroase zăcăminte reprezentînd lentile mici de sulfuri masive sînt intim asociate cu tufurile brecioase-silicioase, satelite domurilor de lave brecifiate. Acestea sînt similare prin modul de formare tipului Kuroko.

Cele mai multe zăcăminte de sulfuri masive sînt mici, rezervele fiind sub 1 mil. tone. Rezervele de cca 1 mil. tone caracterizează zăcămintele de talie medie. Alte patru zăcăminte, Heath Steele, Caribou, Chester și Murray Brook, au toate cca 10 mil. tone rezerve. Există și un supergigant — zăcămîntul Brunswick nr. 12, cu cca 100 mil. tone.

Analiza distribuției zăcămintelor din districtul Bathurst-Newcastle, în raport cu poziția față de cele două centre vulcanice, a permis separarea lor în două grupe (Helmstaedt, 1973, în [146]) : grupul sudic cu zăcămintele Brunswick 6 și 12, Key Anacon, Heath Steel, Half Mile Lake, etc. și grupul nordic care cuprinde zăcămintele Restigouche, Murray Brook, Caribou și Orvan Brook. La grupul sudic de zăcăminte dominante sînt depozitele sedimentare. În general, secvența întîlnită în aceste zăcăminte este, începînd din bază, următoarea : 1) roci metasedimentare (100—500 m grosime) : graywacke cu intercalații de pelite și șisturi grafitice ; 2) roci felsice inferioare, cu grosimi pînă la 500 m, frecvent întîlnite în baza zăcămîntului Brunswick nr. 12 ; 3) zonele de minereu, toate asociate cu argile verzi, cloritizate și silicifiate sau silicifiate și graywacke ; 4) formațiunea de fier cu faciesurile de sulfuri, carbonați, silicați și oxizi ; 5) rocile sedimentare din acoperișul corpurilor de minereu (Brunswick 6, 12, etc. ; filite, tufuri cu intercalații de felsite) ; 6) roci vulcanice felsice ; 7) roci vulcanice bazice ; 8) grupul superior de roci sedimentare (siltite, shale-uri). Litologia zăcămintelor din grupul nordic este asemănătoare cu cea a grupului sudic de zăcăminte. Principala deosebire constă în faptul că mineralizațiile zăcămîntului Restigouche se află de regulă în roci vulcanice acide, în timp ce la celelalte zăcăminte acestea sînt localizate în rocile sedimentare ale secvenței acide.

În districtul Bathurst-Newcastle corpurile de minereu sînt bogate în pirită. Ele au forme de strate de sulfuri masive bine conturate, alungite și concordante, dar puternic deformate și metamorfozate. Compoziția mineralogică a minereului este simplă : pirită abundentă, asociată, în proporții diferite, cu sfalerit, galenă$\pm$calcopirită, arsenopirită, tetraedrit și bournonit. Minereul prezintă o structură stratificată determinată de prezența unor benzi bogate în Pb-Zn, de regulă situate deasupra celor cu cupru. Raportul lungime/lățime la zonele de minereu masiv este în general $>$ 10 : 1. Excepție face zăcămîntul Orvan Brook care are o grosime de 1 m și lungime de 2,4 km. Conținuturile în cel mai important zăcămînt, Brunswick nr. 12, sînt : 9,3% Zn, 3,8% Pb, 0,3% Cu, 0,79 g/t Ag.

Buchans, Newfoundland, Canada. Zăcămîntul Buchans este situat într-o secvență de roci vulcanice și sedimentare de vîrstă siluriană (Thurlow et al., 1975 în [146]). Această secvență, din bază spre partea superioară,

cuprinde graywacke, aglomerate bazice, roci piroclastice felsice, ignimbrite și gresii roșii fluviatile. Prezența vulcanismului bimodal mafic-felsitic, cît și a rocilor sedimentare formate în condiții continentale sugerează, după părerea noastră, existența unui rift intracontinental.

În zona zăcămîntului, Thurlow et al. (1975, în [146]) au separat patru cicluri de roci bazice și acide. Fiecare din aceste cicluri are în general o stratigrafie similară : andezite în bază, acoperite de roci piroclastice dacitice cu intercalații de gresii fine, brecii(lahar) epiclastice — gazda corpurilor de minereu — alcătuite din fragmente de dacite, aleurite, roci mafice și de granitoide ,de riolite cu texturi de curgeri, de baritină și sulfuri. Majoritatea corpurilor de minereu sînt localizate în felsitele ciclului unu (dacite) și mult mai puțin în felsitele ciclului secund. Ele reprezintă corpuri tabulare sau lentile de formă alungită concentric distribuite față de centrul vulcanic Sandy Lake. Minereul masiv este alcătuit fie din sulfuri, fie din baritină și subordonat sulfuri. Rocile din vecinătatea corpurilor de minereuri sînt ușor alterate.

Zăcămîntul Buchans are o rezervă de cca 12 mil. t cu 14,88% Zn, 7,7% Pb, 1,36% Cu, 100 g/t Ag și 1 g/t Au.

Centura piritoasă iberică, Spania și Portugalia. Această centură acoperă o suprafață de cca 13 000 km² (fig. 4.43) din sud-vestul Peninsulei Iberice. În general, în cadrul acestei centuri succesiunea stratigrafică cuprinde în bază seria cuarțitică-argilcasă devoniană, complexul vulcano-sedimentar mediu și grupul Culm [397, 146, 398].

Zăcămintele de sulfuri masive stratiforme au o origine exhalativ-sedimentară și sînt strîns asociate cu vulcanismul exhalativ submarin acid al complexului vulcano-sedimentar. El se află în roci puternic deformate în timpul orogenezei hercinice. Succesiunea stratigrafică alcătuită, după Strauss și Mendel [396], din trei unități principale, cuprinde începînd din

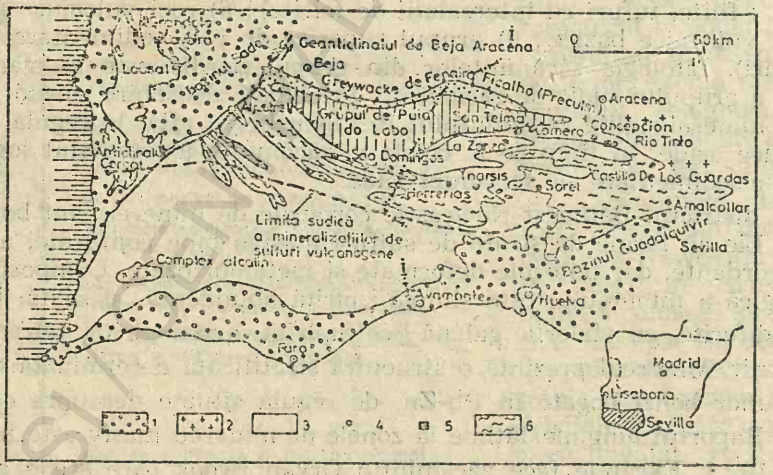

Fig. 4.43. Harta geologică a părții de sud a Spaniei și Portugaliei cu distribuția corpurilor de minereu de pirită ([397], cu modificări) :

1 — cuvertura sedimentară postpaleozoică ; 2 — granite varisce ; 3 — grupul Culm (Visean sup.-Westphalian) ; 4 — ocurențe cu pirită ; 5 — corpuri de minereu bogate în Cu-Pb-Zn-pirită ; 6 — complex vulcano-sedimentar (Carbonifer inferior) și grupul cuarțitelor argiloase (Devonian superior și mai vechi).

bază următoarele : 1) grupul cuarțitic-filitos, gros de cca 1 000 m, cu siltite, cuarțite, puține conglomerate cuarțoase și calcare cu conodonte (Devonian superior) ; 2) complexul vulcano-sedimentar (Devonian superior-Carbonifer inferior), de peste 800 m grosime, cu roci acide predominante în prima treime a complexului. Zăcămintele de sulfuri masive, siltitele și jaspurile carbonatice și puținele roci bazice ocupă partea mediană a complexului ; în partea superioară sînt brecii riolitice, aglomerate și tufuri feldspatice ; 3) grupul Culm format din siltite și graywacke.

Rocile vulcanice, situate frecvent în culcușul zăcămintelor de sulfuri din Spania, au fost interpretate de Schermerhorn (1970, în [146] ca fiind curgeri de cenușă submarină. Aceasta înconjoară centrele vulcanice distribuite de-a lungul unor aliniamente tectonice (vulcanism fisural). Vulcanitele sînt reprezentate în special de cuarț keratofire albitizate ; roci piroclastice cu feldspat potasic se cunosc numai la Aljustrel. Rocile bazice menționate (curgeri și silluri) ca și andezitele cunoscute sînt în acoperișul corpurilor de minereu. Acestea din urmă sînt situate de regulă în siltite carbonatice și tufuri. De notat faptul că jaspurile feruginoase bogate în Mn și șisturile argiloase manganifere sînt larg răspîndite. Ele reprezintă depuneri sincrone și ulterioare formării sulfurilor.

Minereurile stratiforme ale centurii piritoase din Peninsula Iberică au suferit resedimentări, fiind transportate mecanic de la locul inițial de formare (sînt allohtone) ; s-au format prin precipitări rapide aproape de centrele de emanație, s-au rostogolit pe pante ca mase de sulfuri și s-au redepus în formele negative de pe fundul marin.

Corpurile de minereu au dimensiuni mari. Rezervele actuale depășesc 1 miliard t minereu. Cel mai mare zăcămînt Rio Tinto are cel puțin 720 mil. t de minereu (Schermerhorn, 1980, în [146]. El reprezintă o cută anticlinală. Alte zăcăminte mai mari cunoscute sînt : Aljustrel în Portugalia, care cuprinde șase lentile-strat de minereu (cca 220 mil. t), Tharsis cu cinci lentile-strat de minereu (100 mil. t), La Zarza, o lentilă-strat (cca 100 mil. t) și Aznacollar (cca 40 mil. t) cu un conținut mediu de 0,44% Cu, 1,77% Pb, 3,33% Zn, 0,8—1 g/t Au, 65 g/t Ag. Cel mai reprezentativ zăcămînt al centurii este Planes-San Antonio. El este alcătuit din două părți : zăcămîntul San Antonio cu 1,2 km lungime, 200 m lățime și 20 m grosime, alcătuit din strate bogate în pirită și pirită cupriferă intercalate între stratele de tufuri cineritice, tufuri hematitice și tufuri cristaloclastice în acoperiș și roci piroclastice felsice în culcuș ; zăcămîntul Planes, care reprezintă o concentrare de tip stockwork, filoniană, de diseminare și masivă (100/100 m), foarte bogat în pirită cu $< 0{,}15\%$ pentru fiecare din metalele Cu, Pb, Zn. După Schermerhorn (1980, în [146]) zăcămintele de sulfuri masive dir Peninsula Iberică au următorul conținut mediu : 46% S (44—48%) ; 40% Fe (39—43%) ; 0,7% Cu (0,4—1,5%) ; 2,9% Zn (0,6—4,5%) ; 1,1% Pb (0,2—1,8%) ; 0,6% As (0,3—0,9%).

Centura de mineralizații polimetalice asociate șisturilor epimetamorfice din Carpații Orientali, România. În această centură se cunosc numeroase iviri și zăcăminte de sulfuri masive și/sau de diseminare de pirită-Cu și Zn-Pb-Cu. Ele se extind, cu unele întreruperi, din nord, de la Poienile de sub Munte și pînă la sud de Bălan, însumînd o distanță de cca 200 km ; spre sud, mineralizații similare au fost recent evidențiate în regiunea Comăna-Veneția din Munții Perșani [439]. Centura amintită, cu direcție NW-SE, a suferit fragmentări în alpin și este situată în pînza bucovinică — unitate superioară a pînzelor central-est-carpatice

(fig. 4.44) [363]. Această pînză este constituită din depozite sedimentare mezozice (sinclinalele Rarău și Hăghimaș, Munții Perșani) și formațiuni cristaline precambrian-paleozoice în care se disting mai multe unități tectonice prealpine șariate : pînza de Rarău [330], pînza de Pietrosul Bistriței [13], pînza de Putna și pînza de Chiril [297]. De reținut faptul că între principalele entități litostratigrafice separate, grupul de Bretila (seria de Rarău, Carpian inferior — Proterozoic mediu), grupul de Rebra (seria de Rebra, Carpian superior — Proterozoic mediu), seria de Negrișoara (Carpian superior — Proterozoic mediu), seria de Chiril și grupul de Tulgheș (Marsian superior — Cambrian) există relații de încălecare.

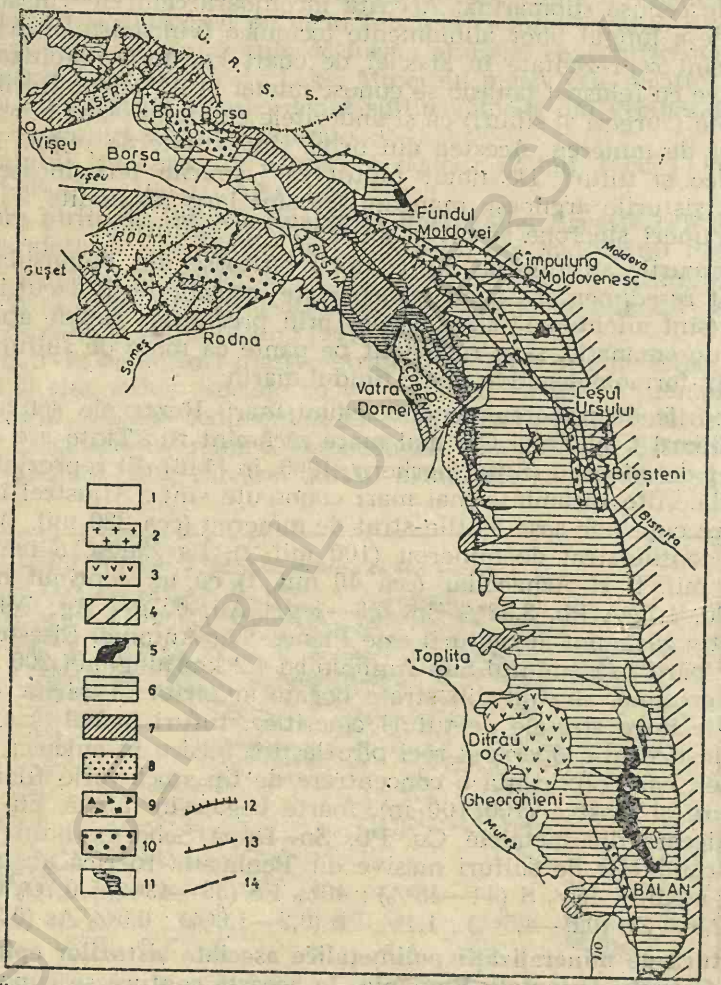

Fig. 4.44. Aliniamente cu minereuri singenetice stratiforme în Carpații Orientali ([240], cu modificări) :

1 — cuvertura sedimentară post-mezocretacică ; 2 — vulcanite neogene ; 3 — magmatite alcaline (masivul Ditrău). Pînze alpine : 4 — pînzele flișului ; 5 — pînzele transilvane ; 6 — pînză bucovinică ; 7 — pînza subbucovinică ; 8 — pînzele infrabucovinice. Iviri și zăcăminte de : 9 — pirită Cu-Zn-Pb (tip Burloaia-Fundul Moldovei-Leșul Ursului-Bălan) ; 10 — Pb-Zn (tip Valea Blaznei-Gușet) ; 11 — Mn-Fe-baritină (tip Iacobeni, tip Holdița-Broșteni).

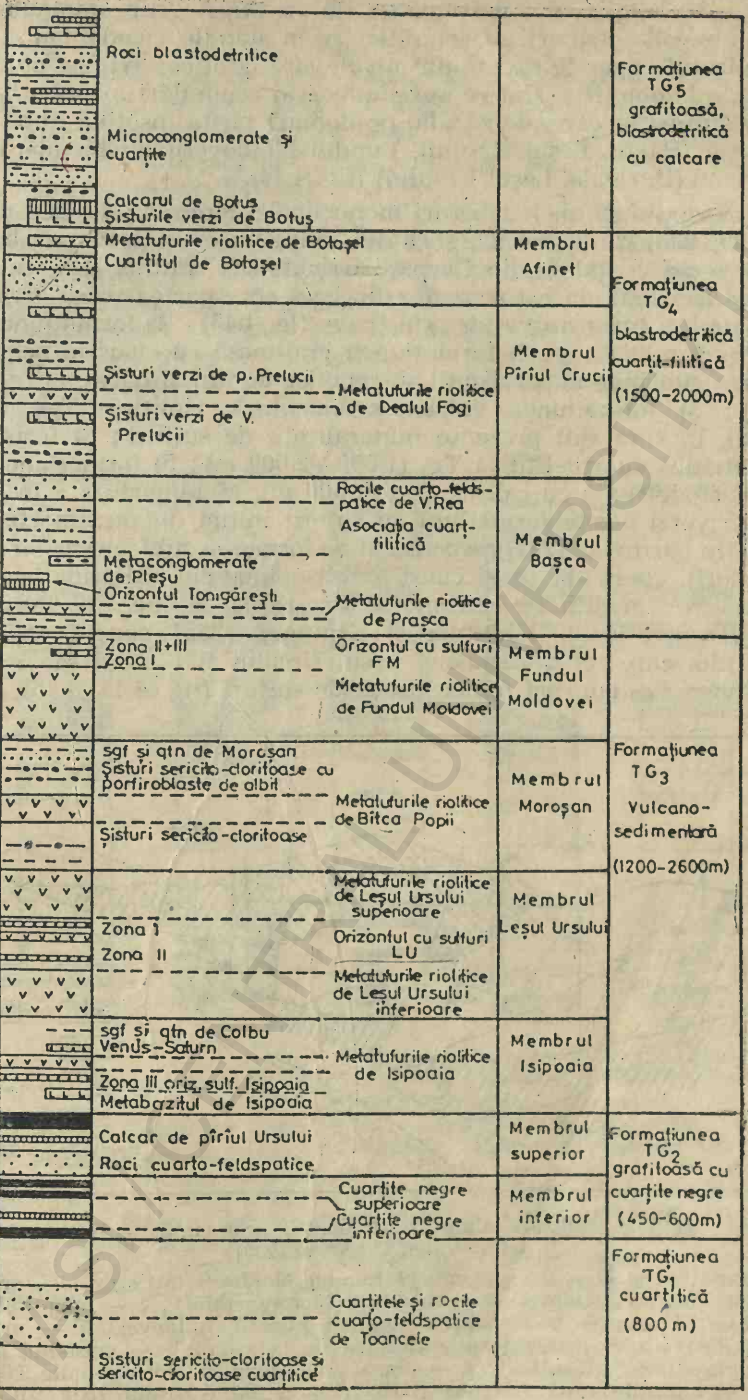

Fig. 4.45. Coloana sintetică a grupului de Tulgheș în regiunea Valea Putnei-Broșteni ([239], cu modificări).

Mineralizațiile de sulfuri sînt situate în vulcanitele și sedimentele grupului de Tulgheș din unitatea de Putna. Acest grup epimetamorfic a suferit un polimetamorfism semnificativ în stadiile caledonian și varisc. Mineralizațiile apar la mai multe nivele stratigrafice, extinse pe distanțe de zeci de kilometri și sînt reprezentate prin acumulări masive și diseminări de sulfuri în care, de regulă, predomină pirita însoțită, după caz, de calcopirită (Bălan, Leșul Ursului, Fundul Moldovei) sau blendă, calcopirită, galenă (Burloaia, Leșul Ursului) (fig. 4.44).

În accepțiunea unei structuri monoclinale deranjate de falii direcționale [239, 235] în grupul Tulgheș din pînza bucovinică de pe „bordura" estică a zonei cristaline din Carpații Orientali (v. Putnei-Broșteni, Valea Caselor-Ciocîrlău) au fost separate din bază spre partea superioară următoarele unități litostratigrafice principale (fig. 4.45) : 1) formațiunea cuarțitică Tg_1 (cca 800 m) ; 2) formațiunea grafitoasă cu cuarțite negre ± calcare, care cuprinde mineralizații singenetice de Mn și baritină Tg_2 (450—600 m) ; 3) formațiunea vulcano-sedimentară riolitică Tg_3 (1 200—2 000 m), în care sînt prezente mineralizații de sulfuri ; 4) formațiunea blastodetritică cuarțit-filitică Tg_4 (1 500—2 000 m) ; 5) formațiunea grafitoasă blastodetritică cu calcare Tg_5 (1 500 m). Metamorfozate în faciesul șisturilor verzi aceste formațiuni au suferit inițial un metamorfism prograd de tip barrovian [237] responsabil de formarea subfaciesurilor cuarț + albit + clorit, cuarț + biotit și cuarț + albit + almandin. Ulterior în acestea, au intervenit modificări retromorfe varisce și alpine. În cadrul formațiunilor menționate Kräutner și Kräutner [235] separă mai mulți membri din care cei de Isipoaia, Leșul Ursului și Fundul Moldovei din formațiunea Tg_3 cuprind mineralizații de sulfuri (fig. 4.45, 4.46). Aseme-

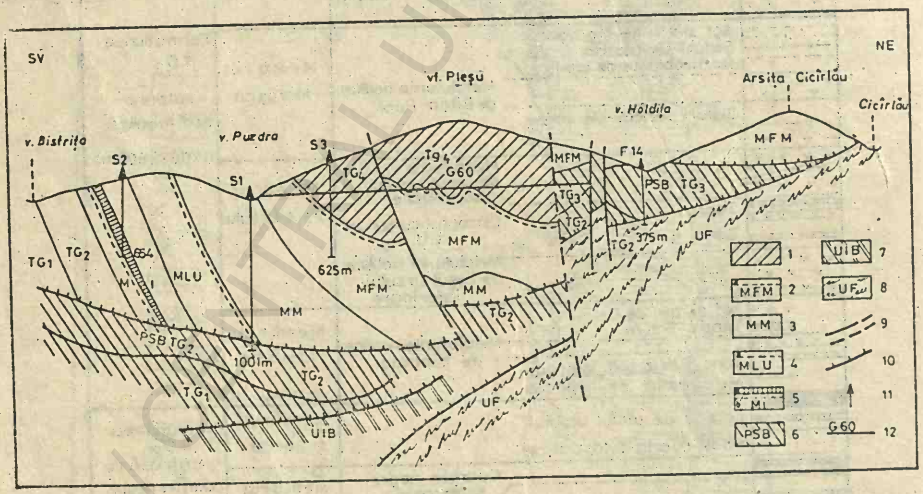

Fig. 4.46. Secțiune geologică simplificată pentru aria cuprinsă între valea Bistrița—valea Ciocîrlău [235] :

1 — formațiunea TG_4 ; 2 — membrul Fundul Moldovei (MFM) : a — orizontul cu sulfuri Fundul Moldovei ; 3 — membrul Moroșan (MM) ; 4 — membrul Leșul Ursului (MLU) : a — orizontul cu sulfuri Fundul Moldovei ; 5 — membrul Isipoaia (MI) : a — metavulcanite riolitice de Isipoaia ; b — orizontul cu sulfuri Isipoaia (zona III-a, LU) ; 6 — pînza subbucovinică ; formațiunile TG_1 TG_2, TG_3 ; 7 — unitățile infrabucovinice (UIB) ; 8 — unitățile flișului ((UF) ; 9 — falii (a) și aliniamentul tectonic direcțional Lungeni-Holdița-Livezi (b) ; 10 — sariaj ; 11 — foraj ; 12 — galerie.

nea mineralizații, situate în aceeași formațiune Tg_3, se cunosc la Bălan și în Munții Maramureșului la Gura Băii, Ivășcoaia-Arinieș, Burloaia etc. [460] (fig. 4.47). În Munții Maramureșului, cele mai importante acumulări se situează în două nivele suprapuse litostraigrafic (Zincenco et al., 1980) : un nivel inferior, dealul Bucății, și altul superior, Burloaia-Gura Băii. Sporadice iviri de sulfuri apar și în alte poziții litostratigrafice (fig. 4.47). De subliniat însă prezența sulfurilor masive în orizontul superior Burloaia-Gura Băii (fig. 4.47).

În general, formațiunea Tg_3 din unitatea de Putna este constituită dintr-o alternanță de roci de proveniență vulcanică și epiclastică cu roci de natură terigenă. Ea este dispusă în continuitate de sedimentare peste formațiunea subiacentă (Tg_2) și cuprinde 4—5 orizonturi principale de metavulcanite acide separate prin metasedimente, corespunzătoare la tot atîtea perioade de activitate vulcanică intermitentă. În acest sens se poate caracteriza formațiunea Tg_3 ca o formațiune vulcano-sedimentară riolitică.

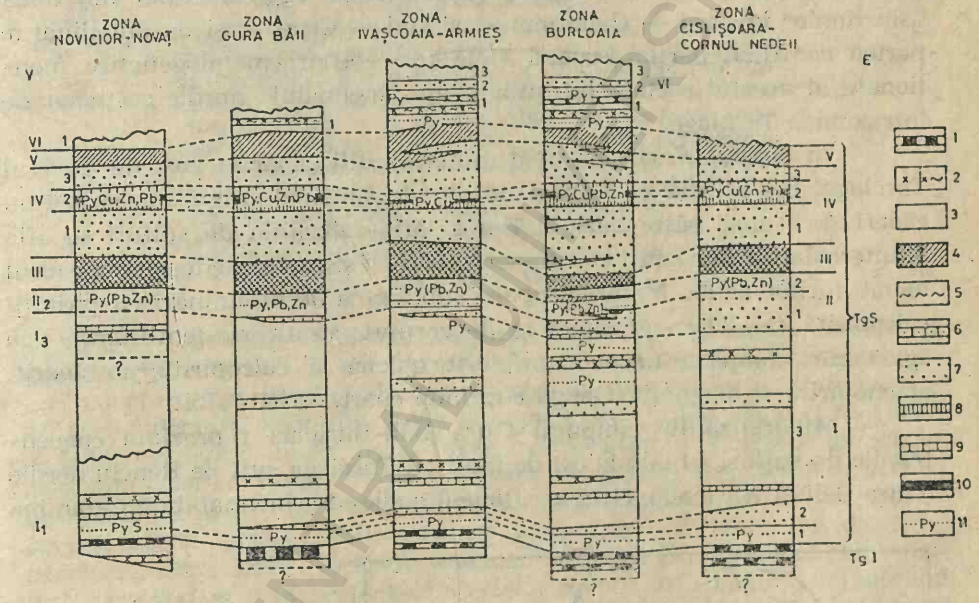

Fig. 4.47. Litologia seriei de Tulgheș și orizonturile de sulfuri de bază în districtul Borșa-Vișeu [462] :

1 — cuarțite grafitoase negre ; 2 — cuarțite albe (a) și cuarțite grafitoase (b) ; 3 — șisturi filitice-cuarțoase ; 4 — șisturi filitice cuarțito-grafitoase ; 5 — șisturi filitice cu porfiroblaste de albit ; 6 — șisturi carbonatice și roci calcaroase metamorfozate ; 7 — metavulcanite acide ; 8 — șisturi filitice cuarțoase-sulfuri ; 9 — șisturi filitice cuarțoase±sulfuri ; 10 — șisturi cloritoase cu sulfuri și/sau minereu masiv de sulfuri de bază ; 11 — șisturi filitice cuarțoase±sulfuri ; Tgf — complex terigen inferior ; TgS — complex vulcanic superior ; $TgSI_1$ — nivelul de sulfuri de bază Cornul Nedeii ; $TgSI_2$ — metavulcanite acide ; $TgSI_3$ — nivelul de sulfuri de bază Cislișoara ; TgSII — orizontul Dealul Bucății ; $TgSII_1$ — nivelul de sulfuri de bază Dealul Bucății ; TgSIII — orizontul șisturilor grafitoase inferioare ; TgSIV — orizontul Burloaia-Gura Băii ; $TgSIV_1$ — vulcanite acide inferioare ; $TgSIV_2$ — nivelul de sulfuri de bază Burloaia-Gura Băii ; TgSV — orizontul șisturilor grafitoase superioare ; TgSVI — orizontul Ivășcoaia ; $TgSVI_1$ — nivelul de sulfuri de bază Ivășcoaia ; $TgSVI_2$ — metavulcanite acide ; $TgSVI_3$ — nivelul terigen superior.

Ivirile cu mineralizații de sulfuri din formațiunea Tg_3 reprezintă strate, lentile ,impregnații, zone de brecifiere și mai rar filonașe. Ele se grupează în aglomerări locale separate de spații largi, în care metatufurile acide sau șisturile cloritoase-sericitoase și șisturile sericitoase gazdă sînt sterile. Principalele mineralizații, de la NW spre SE, se concentrează în următoarele districte: 1) Borșa-Vișeu, cu cîmpurile metalogenetice Novicior-Novăț, Gura Băii-Burloaia și Dealul Bucății în Munții Maramureșului; 2) Fundul Moldovei-Leșul Ursului caracterizat prin două cîmpuri metalogenetice — Fundul Moldovei și Leșul-Ursului în Munții Bistriței; 3) Hărlăgia-Șumuleu; 4) Bălan-Fagul Cetății, cu cîmpurile metalogenetice Mediaș, Bălan Central, Fagul Cetății și Bălan sud, în Munții Giurgeului.

Districtul Borșa-Vișeu. Masivul instrusiv andezitic-dioritic neogen Toroiaga secționează în acest sector (fig. 4.48) o structură cutată corespunzătoare grupului de Tulgheș (formațiunea Tg_3) alcătuită din două „sinclinale" la nord — Catarama — și sud — Cisla — și un anticlinal în partea centrală, parțial erodat. Cele trei corpuri metalogenetice menționate al acestui sector sînt situate în „sinclinalul" nordic secționat de intruziunea Toroiaga.

— În cîmpul Novicior-Novăț mineralizațiile apar la vest de masivul Toroiaga. Ele se află pe flancul nordic al „sinclinalului" Catarama și au căderi spre nord către bazinul Borșa. Mineralizațiile de sulfuri se află în intercalațiile de șisturi clorito-sericitoase și șisturi sericitoase din cadrul metatufurilor acide. Minereul apare sub formă de diseminări cu pirită ± calcopirită (1—20 m grosime) și de corpuri stratiform-lentiliforme cu aglomerări compacte de pirită, sfalerit, galenă și calcopirită ± tetraedrit, arsenopirită și magnetit. Ganga cuprinde cuarț, sericit, albit.

— Mineralizațiile cîmpului Gura Băii-Burloaia reprezintă concentrațiile de sulfuri situate la est de masivul Toroiaga, atît pe flancul nordic (Gura Băii și Burloaia), cît și pe flancul sudic al „sinclinalului" Catarama

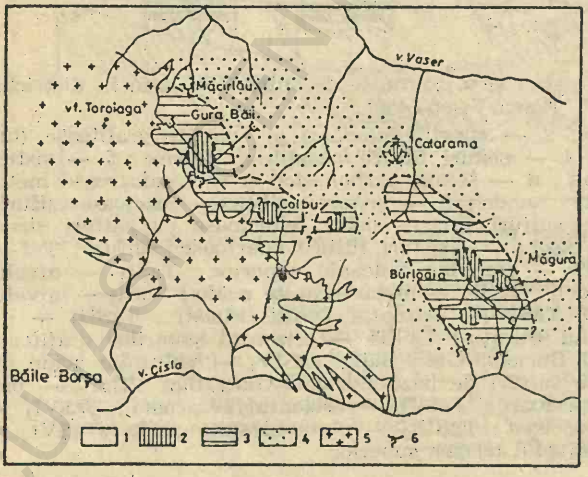

Fig. 4.48. Schița dezvoltării la suprafață a faciesurilor nivelului Burloaia-Gura Băii (Munții Maramureșului) (după Zincenco, 1976 [189]:
1 — șisturi cristaline; 2 — facies central; 3 — facies intermediar; 4 — facies marginal; 5 — vulcanite neogene (corpul Toroiaga); 6 — lucrări miniere.

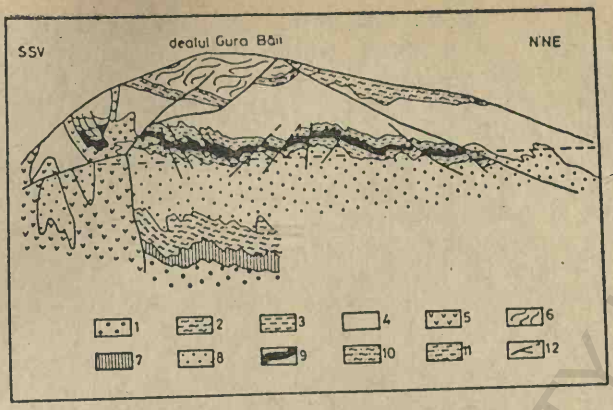

Fig. 4.49 Secțiune geologică prin zăcămîntul Gura Băii ([462] cu modificări) :

1 — metavulcanite riodacitice de Dealul Bucății ; 2 — șisturi grafitoase filitice inferioare ; 3 — șisturi muscovitice filitice inferioare ; 4 — metavulcanite riodacitice superioare de Burloasa-Gura Băii ; 5 — andezite neogene ; 6 — șisturi muscovito-cuarțitice (orizontul Ivășcoaia) ; 7 — nivelul cu minereu polimetalic de Dealul Bucății ; 8 — metavulcanite riodacitice inferioare de Burloaia-Gura Băii ; 9 — nivelul mineralizațiilor polimetalice masive și cu caracter de diseminare de la Gura Băii-Burloaia ; 10 — șisturi grafitoase filitice supericare ; 11 — șisturi filtice superioare ; 12 — falie.

(Catarama, Ivăscoaia, Măcîrlău, Măgura) (fig. 4.49). Minereul este de tip diseminat și compact. El este situat într-un nivel de metasedimente (șisturi cuarț-muscovitice±clorit, șisturi clorito-muscovitice), intercalat între metavulcanite acide (fig. 4.49). Zincenco [458] și Zincenco et al. (1980) în [189], analizînd modul de asociere în suprafață a minereurilor singenetice de diseminare, precompact și compact, disting trei faciesuri cu dispoziție concentrică : faciesul central, format în special din minereu compact și precompact — lentile strat cu grosimi de ordinul zecilor de metri (Burloaia, Gura Băii) ; faciesul intermediar situat la exteriorul celui central, caracterizat prin participarea relativ în proporții egale a minereului compact și de diseminare ; faciesul marginal (Măgura, Măcîrlău, Ivăscoaia) în poziție periferică și reprezentat în special prin diseminări de sulfuri. Minereul de tip diseminat cuprinde pirit, calcopirită, sfalerit, clorit ; subordonat apar tetraedrit, casiterit, siderit și ankerit. Compoziția mineralogică a tipului de minereu compact este mai complexă. El cuprinde pirită, sfalerit±pirotină, arsenopirită, tetraedrit, bournonit, casiterit, stanin, jamesonit, cuarț, clorit, sericit, feldspat, carbonați [461].

Districtul Fundul Moldovei-Leșul Ursului. În acest district se află acumulările de sulfuri situate într-o arie cu lungimi de peste 70 km, dominată de o importantă structură sinclinală parțial secționată de planul pînzei bucovinice. Aceste mineralizații alcătuiesc cîmpurile metalogenetice Fundul Moldovei și Leșul Ursului-Isipoaia.

La Fundul Moldovei [236] mineralizațiile cu sulfuri apar în trei poziții stratigrafice : 1) nivelul superior — zona 0, cu minereu plumbozinci-

fer-piritos compact, cunoscut ca lentile de dimensiuni reduse (30—40 m lungime, 0,20—0,40 m grosime), intercalate în șisturi sericitoase cuarțoase ; 2) nivelul mediu — zona I, reprezentat printr-o lentilă de minereu piritos-cuprifer și polimetalic compact, cu lungimi de cca 1 500 m și lățimi de 100—120 m. Lentila are o structură zonară : în centru predomină minereu compact de pirită și sfalerit, iar spre periferie se trece printr-o zonă cu minereu rubanat+clorit±stilpnomelan și benzi de minereu piritos-cuprifer compact la șisturi cloritoase și cloritite cu pirită±calcopirită. Stratul de minereu compact are grosimi de 1,5—2 m, excepțional 6 m ; 3) nivelul inferior — nivelul Dealul Negru — zonele II+III, constituit din concentrări suprapuse de minereu diseminat în șisturi cloritoase (zona II, respectiv II B) și șisturi sericitoase cuarțoase (zona III, respectiv II A), situate într-un interval stratigrafic de 20—30 m. Zona a II-a are forma unei lentile cu lungime de 1,5 km și grosime de 4—12 m. Partea centrală a lentilei reprezintă roci cloritoase cu benzi de calcopirită (media 8% Cu) în prezent exploatate ; spre periferie urmează șisturi cloritoase cu diseminări de pirită și calcopirită (2—5% Cu), de asemenea exploatate, și șisturi cloritoase, uneori cuarțoase, diseminate cu pirită și calcopirită (1% Cu), în prezent în curs de exploatare.

Cele trei nivele menționate sînt separate de metatufuri riolitice și șisturi cuarț-sericitice. Ele alcătuiesc orizontul cu sulfuri Fundul Moldovei zonele 0, I, II și III din cadrul membrului Fundul Moldovei. Principalele corpuri de minereu apar la Dealul Negru (Fundul Moldovei), Deluț, Runc, Altenauer, Prașca și Valea Putnei.

În zona I minereul compact — piritos și polimetalic — conține pirită și calcopirită, subordonat sfalerit, galenă±arsenopirită, tetraedrit, bismutină, casiterit și ankerit. În celelalte două zone, situate deasupra, minereul este piritos-cuprifer diseminat. El ocupă o poziție mediană în cadrul orizontului de Fundul Moldovei și este alcătuit în special din pirită. Alte minerale prezente în cantități reduse sînt : pirită, calcopirită, sfalerit, galenă, pirotină, arsenopirită, tetraedrit, bournonit, bismutină, galenobismutină, bornit, smaltină, aur, bismut nativ, magnetit, ankerit, casiterit, albit, rutil, sfen, stilpnomelan, talc, clorit, muscovit, albit, cuarț.

În cîmpul metalogenetic Leșul Ursului-Isipoaia mineralizațiile [322, 14, 238] alcătuiesc patru zone : 0, I, II și III Isipoaia (fig. 4.45). Ele sînt situate în șisturi sericito-cloritoase, șisturi cloritoase-cuarțoase și șisturi sericitoase-cuarțoase intercalate în metatufuri riolitice de Leșul Ursului (zonele I, II — orizontul cu sulfuri Lu) sau situate în baza metatufului riolitic Isipoaia. Acumulările de minereu din regiunea Leșul Ursului se prezintă sub formă de strate și lentile-strat, alcătuite din minereu masiv și diseminat și sînt dispuse concordant în formațiunile metamorfice. Lentilele de minereu masiv au lungimi de mai multe sute de metri și grosimi pînă la 10 m. Dimensiunile corpurilor de minereu diseminat sînt mult mai mari : lungimi de kilometri și grosimi pînă la cca 30 m.

Zona 0 de minereu se cunoaște în valea Puzdra, în șisturi sericitoase și sericito-cloritoase situate deasupra metatufurilor riolitice de Deluț (orizont Arseneasa, Kräutner et al., [238]. Zona I ocupă o poziție superioară și cuprinde lentile de minereu masiv polimetalic, marginal înconjurate de pirită. Grosimea minereului variază în limite largi (1—35 m) fiind în funcție de constituția petrografică și tipul de minereu. Zona a II-a, cu poziție mediană, este alcătuită în special din minereu masiv piritos-polimetalic, iar zona a III-a, situată în poziție inferioară, are minereu pirito-

cuprifer, de tip masiv și de impregnare. Zona a II-a de minereu este situată la 50—100 m deasupra nivelului inferior de metatufuri riolitice de Fundul Moldovei. Lungimea acestei zone este de 5 km. Deasupra și sub stratul de minereu apar șisturi sericito-grafitoase intercalate în șisturi sericito-cloritoase. De notat existența la cîțiva metri deasupra zonei cu minereu a unui banc discontinuu de metatufuri și metatufite riolitice (2—10 m grosime). Zona a III-a de minereu se află situată între metabazitul și metatufurile riolitice de Isipoaia. Ea are o extindere de cca 15 km (cu continuitate pe 7 km).

Cele mai importante acumulări de minereu se cunosc la Leșu Ursului, Leșu Ursului-Valea Leșului, Leșu Ursului-Isipoaia. Minereul polimetalic este fin granular și cuprinde pirită, calcopirită, sfalerit și galenă ; subordonat mai participă arsenopirită, pirotină, tetraedrit, bournonit, galeno-bismutină, bismutină, semseyit, jamesonit, molibdenit, aur, rutil, ilmenit, magnetit, casiterit, baritină, cuarț, albit, clorit, muscovit (sericit), calcit, ankerit, sfen.

Districtul Bălan-Fagul Cetății. Cursul superior al rîului Olt grupează ocurențele de sulfuri din acest district [323, 234, 327, 240, 241].

În ansamblul structural al districtului Bălan-Fagul Cetății se distinge un eșafodaj de pînze alpine și prealpine realizat prin suprapunerea tectogenezei alpine peste un orogen prealpin cu șariaje varisce. Pînzele alpine au o vîrstă mezocretacică ; Albianul este inclus în unitățile șariate iar Vraconian-Cenomanianul acoperă transgresiv acest ansamblu [363]. De reținut că vîrsta prealpină a unor șariaje varisce este indicată de intersectarea acestora de către masivul alcalin de la Ditrău și de existența unei aureole de contact în formațiunile cristaline din jur [289]. Elementele tectonice, litostratigrafice și metalogenetice din regiune se prezintă în acord cu datele recente obținute de Kräutner et al [240].

Unitățile alpine aparțin pînzei de Hăghimaș (calcare — Jurasic superior — Cretacic inferior), pînzei bucovinice alcătuită dintr-o cuvertură sedimentară (Paleozoic superior — Cretacic inferior) și un soclu cristalin constituit din unități prealpine șariate varistice (Rarău, Putna, Pietrosul Bistriței și Rodna) și pînzei subbucovinice cu o cuvertură sedimentară (Paleozoic superior-Jurastic) și un soclu cristalin, cunoscută la Tomești (fig. 4.50).

Unitățile prealpine șariate de la partea superioară spre bază se succed astfel : 1) pînza de Rarău constituită din granitoide de Hăghimaș și formațiuni cristaline atribuite grupului de Bretila (faciesul amfibolitelor, Proterozoic), șariate peste șisturile grupului de Tulgheș (faciesul șisturilor verzi, Cambrian) ; 2) pînza de Putna, alcătuită din formațiunile grupului de Tulgheș aici reprezentat prin două succesiuni litostratigrafice diferite, de Bălan care cuprinde minereurile singenetice de la Bălan (fig. 4.50), și de Sîndominic ; 3) pînza de Pietrosul Bistriței formată din formațiunea de Negrișoara (Proterozoic) și profiroide dacitice de Pietrosul ; 4) pînza de Rodna alcătuită din grupul de Rebra (Rb_2 — calcare și dolomite). Eșafodajul de pînze încalecă pînza de Ceahlău (zona flișului) și este secționat de falii orientate NE-SW și NE/E-SW/W.

Dintre unitățile șariate între valea Sedloca la sud și Fagul Cetății la nord sînt recunoscute pînza de Rarău cu grupul Bretila, și pînza de Putna cu grupul de Tulgheș în care se remarcă cele două succesiuni distincte deja menționate (Bălan și Sîndominic), separate de un accident tectonic regional (fig. 4.50). Ele aparțin probabil formațiunii Tg_3.

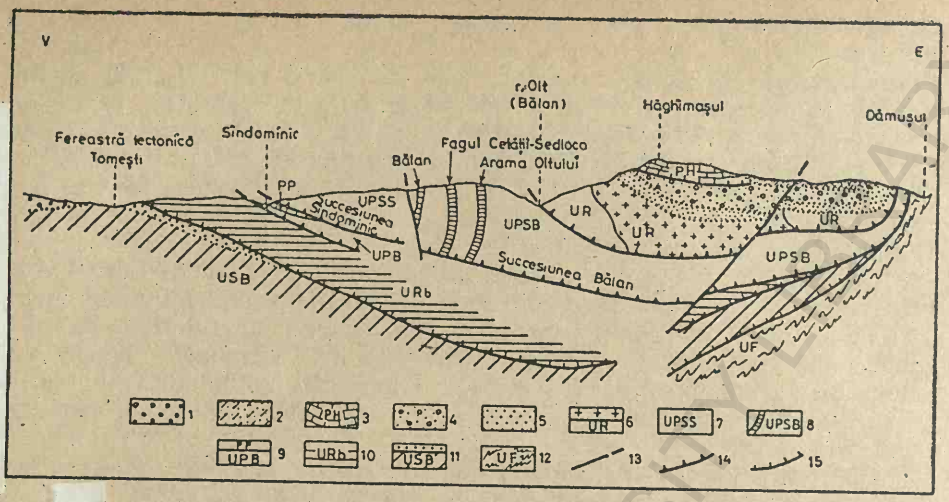

Fig. Secţiune geologică simplificată în regiunea Bălan [235] cu modificări) : 1 — vulcanite neogene ; 2 — cuvertura sedimentară post-mezocretacică (Vraconian-Cenomanian) ; 3 — pînza de Hăghimaş (PH) (calcare tithonic-neocomiene), pînza bucovinică ; 4 — wildflysch (Barremian sup.-Albian) ; 5 — Paleozoic sup.-Triasic, Jurasic, Cretacic inf. ; 6 — unitatea de Rarău (UR) : a — granitoide de Hăghimaş (Proterozoic) ; b — grupul de Bretila (Proterozoic) .Unitatea de Putna (UP) ; 7 — succesiunea de Sîndominic (UPSS) ; 8 — succesiunea de Bălan (UPSB) : a — orizonturile cu sulfuri Arama Oltului, Fagul Cetăţii-Sedloca şi Bălan ; 9 — unitatea de Pietrosul Bistriţei (UPB) — formaţiunea de Negrişoara : a — porfiroide de Pietrosul (PP) ; 10 — unitatea de Rebra (URb) (Proterozoic) ; 11 — unitatea subbucovinică — cristalin (USB) : a — sedimentarul subbucovinic (Paleozoic sup. Triasic, Jurasic) ; 12 — unităţile flişului (UF) ; 13 — falie ; 14 — şariaje prealpine ; 15 — şariaj alpin.

Succesiunea Bălan cuprinde, de la contactul cu pînza de Rarău şi pînă la contactul tectonic regional amintit, următoarele entităţi litostratigrafice (fig. 4.51) [241] : membrul Arama Oltului (metasedimente) ; membrul Sedloca (metavulcanite riolitice) cu orizontul de sulfuri Fagul Cetăţii şi Valea Băilor, membrul Bălan (metavulcanite riolitice de Bălan), orizontul cu sulfuri Bălan şi orizontul Voroc. Această succesiune urmăreşte redarea superpoziţiei geometrice a unităţilor litologice din regiune.

Succesiunea Sîndominic este situată la vest de aliniamentul tectonic direcţional. Ea cuprinde, de sus în jos, următoarea succesiune : 1) filite sericito-cloritoase şi sericitoase cu puţine calcare ; 2) orizontul şisturilor verzi de Sipoş (şisturi verzi, şisturi calcaroase-cloritoase±metabazice) 3) filite sericito-clotiroase şi sericito-grafitoase şi cuarţite negre şi 4) filite cu intercalaţii de roci blastodetritice cuarto-feldspatice şi apoi roci blastodetritice.

Mineralizaţiile districtului sînt cunoscute în cele cinci orizonturi situate predominant în metasedimentele succesiunii Bălan (fig. 4.51) : orizontul Arama Oltului cu şisturi sericito-cloritoase cuarţoase, cu diseminări de pirită±calcopirită (0,6—1,21% Cu) ; orizontul Sedloca cu şisturi sericitoase, şisturi sericitoase-cuarţoase feldspatice, şisturi sericito-cloritoase, metavulcanice riolitice şi cuarţite albe diseminate cu pirită±calcopirită ; orizontul Fagul Cetăţii cu lentile-strat de minereu diseminat şi cu benzi în şisturi sericito-cloritoase ; orizontul Valea Băilor cu diseminări de pirită±calcopirită în şisturi sericito-cloritoase ; orizontul Bălan cu mine-

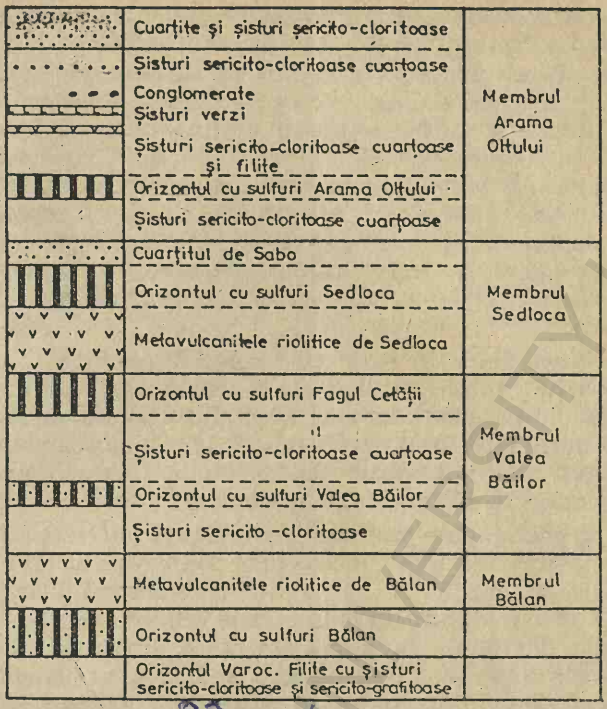

Fig. 4.51. Succesiunea de tip Bălan [240] cu simplificări).

reu compact și diseminat de pirită și calcopirită în șisturi cloritoase-cuarțoase și clorito-sericitoase (nivel inferior și superior, Kräutner, Popa, [234].

Corpurile de minereu au 200—300 m lungime, 1—35 m grosime și extinderi pe înclinare de 150—200 m. Minereul este alcătuit mai ales din pirită și calcopirită, la care, subordonat, se adaugă sfalerit, galenă, tetraedrit, bournonit, mispichel și galeno-bismutină. El mai cuprinde sporadic bismut nativ, aur, argint, magnetit, hematit, ilmenit, casiterit și rutil. Ganga este constituită din cuarț, clorit, sericit, siderit, ankerit, albit, stilpnomelan, apatit, baritină, turmalină. Minereul a suferit modificări de tip retrograd.

4.6.7. ZĂCĂMINTE STRATIFORME DE CUPRU

Termenul „stratiform" nu este un termen genetic pentru a putea fi utilizat în scopul eliminării incertitudinilor. Zăcămintele considerate consanguine cu formațiunile vulcanice și sedimentare sînt atribuite tipului stratiform [280]. Un proces continuu-discontinuu de formare a minereului condiționează mineralizațiile policronologice multistadiale ale faciesurilor sedimentogene și epigenetice. Tot Miroșnithenko et al. [280] afirmă corelarea compoziției mineralogice a mineralizației cu structurile tectonice.

Termenul „stratiform" este folosit pentru a descrie zăcăminte de metale neferoase, rare și nobile, precum și de pirită, fluorină și baritină care sînt genetic asociate cu formațiuni sedimentare și metamorfozate.

Zăcăminte de Cu stratiforme se cunosc în toate continentele. Vîrsta lor variază de la Proterozoic (2 miliarde ani) la Miocen ; cele mai semnificative concentrații sînt de vîrstă proterozoic superioară. Ele reprezintă acumulări singenetice și diagenetice sau epigenetice formate în rifturi și aulacogene. Situate în primele unități marine transgresive și ulterioare unei sedimentări de tip redbed (Copperbelt din Zambia, Kupferschifer, Lubin, Polonia) sau în secvențe mai puțin tipice, cu culori cenușii (Udokan, Jezkasgan, U.R.S.S.), zăcămintele stratiforme de cupru reprezintă acumulări de tip diseminat. Ele conțin cantități nesemnificative de Pb și Zn. De reținut prezența evaporitelor în imediata apropiere a acumulărilor sau a secvențelor carbonatice situate deasupra acestora (Copperbelt, Zambia, Kupferschiefer).

Litologia secvențelor în care apar zăcămintele stratiforme de cupru este tipică pentru stadiile tîrzii de riftogeneză din interiorul continentelor. Un exemplu caracteristic este zăcămîntul Boleo de vîrstă miocenă din Baja, California (Wilson, 1955, în [361]. După Sawkins [361] produsele unui magmatism bazaltic sînt prezente în/sau aproape de bazinele de sedimentare cu zăcăminte stratiforme de cupru.

Tipurile predominante de roci cu mineralizații stratiforme de Cu sînt gresii și șisturi argiloase (shale-uri). După Lurie [265] acestea reprezintă un grup specific de zăcăminte caracterizat prin : 1) legătura spațial constantă cu asociații aride de tip redbed ; 2) localizarea minereului în roci sedimentare de culoare cenușie din imediata vecinătate a stratelor colorate în roșu ; 3) compoziția stabilă a principalelor minerale din minereu ; 4) distribuția zonală a sulfurilor în minereu. Autorul menționat consideră formarea gresiilor și șisturilor argiloase cuprifere ca fiind determinată de îndepărtarea de către apele subterane a cuprului și celorlalte metale din stratele roșii. În consecință, se resping ipotezele ce susțin pătrunderea metalelor din regiunile de ablațiune sau cu soluții endogenetice.

Precipitarea cuprului are loc probabil în zona barierelor geochimice ale hidrogenului sulfurat. Aceste bariere sînt : de natură singenetică și epigenetică. Prima grupă de bariere este tipică pentru H_2S — silturi marine prin care apele subterane provenite din stratele roșii de dedesubt au fost descărcate în bazinul mării (tipul Mansfeld). Tipul secund de bariere este rezultatul reducerii sulfaților în procesul de catageneză. În acest caz agentul de reducere este deopotrivă de natură singenetică și epigenetică (tipul Zhilandinsk) ; materia organică epigenetică este de asemenea implicată (tipul Djezkazgan). Posibilitatea provenienței directe a H_2S din stratele roșii nu poate fi exclusă. Lurie [265] afirmă necesitatea unei ambianțe paleohidrogeologice speciale pentru formarea concentrațiilor mari de cupru. Această ambianță facilitează mișcarea apelor din pre-rezervorul cuprifer (asociația strat roșu) către o arie restrînsă a barierei H_2S.

Interesante de menționat sînt și transformările specifice suferite de gresiile cuprifere. După Feoktistov și Karpinski [136] acestea sînt determinate de procese epigenetice de temperatură scăzută suferite de strate. Acestea au fost : carbonatarea, spălarea stratelor roșii și pierderea ionului feric ; hidromicatizarea, cloritizarea, sulfidizarea, albitizarea, zeolitizarea, silicifierea, sulfatizarea (gipsificarea etc.), hematitizarea.

Formarea cuprului în interiorul rocilor mineralizate este limitată la lentile multicolore și strate de culoare cenușie caracterizate prin modificări ale asociației hidromice-carbonați-minereu. Rocile responsabile de formarea cuprului au culoare cenușiu-verzuie determinată de spălarea acestora de apele acide din strate, precum și de coroziunea secundară a cimentului carbonatic din corpurile terigene. Carbonații sînt, de regulă, reprezentați de calcit, uneori asociat cu dolomit ; hidrocarbonații de cupru sînt de asemenea prezenți. Rocile mineralizate sînt bogate în hidromice și clorite feruginoase. Ele sînt puternic albitizate și zeolitizate. Rocile de culoare roșie sînt practic lipsite de sulfuri ; ele sînt caracterizate de regenerarea silicei în ciment și de o intensă hematitizare. Atît transformările din roci cît și formarea cuprului sînt controlate de procese epigenetice. Feoktistov și Karpinski [136] susțin că cele mai favorabile condiții pentru aceste procese sînt șanțurile orogenice.

Minereul zăcămintelor din gresiile cuprifere, de altfel și cel al zăcămintelor de tip copper porphyry, se caracterizează prin concentrații ridicate de Re și cuprind aproape aceleași elemente tipomorfe : Cu, Ag, Se, Te, Au, Cd, Bi, Ta etc., capabile de a forma complexe de cloruri stabile [331]. Reniul este concentrat în sulfuri de Cu și Pb. El apare și ca sulfură de Cu și Re — jezkazganit. Asemenea aspecte geochimice sînt condiționate de procese genetice. Ambele tipuri de zăcăminte se formează în blocuri crustale ridicate.

Unele zăcăminte stratiforme de cupru conțin în minereul lor cantități însemnate de Ag și Co, iar Ag arată o strînsă corelare mai degrabă cu mineralele de Cu decît cu galena, care este prezentă deopotrivă în minereurile de tip Kupferschiefer și Jezkazgan. Cobaltul este prezent în special în zăcămintele din Zambia și Zair. De fapt, principala sursă de cobalt a lumii o constituie minereurile din aceste zăcăminte. O altă caracteristică a zăcămintelor stratificate de Cu este valoarea ridicată a raportului Cu/Fe.

Minereul în zăcămintele stratiforme de cupru se concentrează în strate și lentile-strat concordante și subconcordante ; rar apar și filoane. El reprezintă diseminări de calcocit, bornit și calcopirită ; pirita este component minor sau practic lipsește.

În unele zăcăminte se remarcă distribuția zonală a sulfurilor de cupru și fier. Astfel în zăcămintele White Pine, Michigan și Kupferschiefer (districtul Mansfield) (Rentzsch [342]) zonalitatea este dată de prezența în părțile superioare a calcozinei — cupru nativ ; spre adîncime se trece de la digenit și bornit la calcopirită. O zonalitate relativ similară — calcozină-bornit-calcopirită-pirită — remarcată la zăcămintele din centura cupriferă zambiană este explicată prin depărtarea față de uscat [149].

Deși zăcămintele stratiforme de cupru asociate rifturilor intracontinentale se cunosc în toate continentele, cele mai importante apar în centura cupriferă central-africană (Zambia și Zair), centura europeană (Polonia, R. F. Germania) și centura est-siberiană (Udokan, U.R.S.S.). Alte zăcăminte de dimensiuni mai mici se cunosc pe coasta vestică a Africii, în Norvegia, Canada, S.U.A., Australia etc. Principalele roci-gazdă ale mineralizațiilor sînt gresiile (arenite) și șisturile argiloase, care dacă sînt de vîrstă proterozoică și paleozoică au suferit un slab metamorfism regional sau sînt anchimetamorfozate.

Dintre numeroasele iviri și zăcăminte stratiforme de cupru de vîrstă precambriană descriem pe cele cunoscute în centura cupriferă central africană, în regiunea Transbaikal (Udokan, U.R.S.S.) și în provincia Stuart Shelf (Australia de Sud).

Centura cupriferă central africană. Centura cupriferă central africană [274] sau Copperbeltul Zambian [139] este una din cele mai mari centuri (provincie) cuprifere din lume. Ea reprezintă o arie de cca 500/100 km situată între orașele Kabwe în Zambia și Kolwesi în Zair (fig. 4.52 a). În Zambia rezervele cunoscute sînt de peste 1,5 miliarde tone de minereu cu un conținut mediu de 3% Cu ; în unele zăcăminte Co se află în concentrații interesante (>0,25%). Aproape o cincime din producția de cupru a lumii capitaliste și două treimi din cea de cobalt este asigurată din exploatarea zăcămintelor de cupru din Zambia și Zair. Administrativ și geologic centura cupriferă central africană se împarte în două : partea zaireană și partea zambiană.

În Zair rocile purtătoare de minereu nu au suferit modificări metamorfe regionale, în schimb între Kolwesi și Fungurume alcătuiesc mai multe pînze în care sedimentele Roanului superior încalecă spre nord depozitele Kundenlungului mediu. Comparativ cu această situație, în Zambia rocile gazdă ale minereului cuprifer au fost metamorfozate în faciesul șisturilor verzi de intensitate scăzută în extremul est și în același facies, de intensitate ridicată în majoritatea ariilor miniere ; în partea de sud-vest a centurii (Mwinilunga) metamorfismul s-a manifestat în faciesul epidot-amfibolitic.

Mineralizațiile de cupru din Zambia și Zair se află în special în rocile sedimentare și metasedimentare ale Roanului inferior din supergrupul Katanga, de vîrstă Proterozoic superior [19, 80, 139, 283, 361].

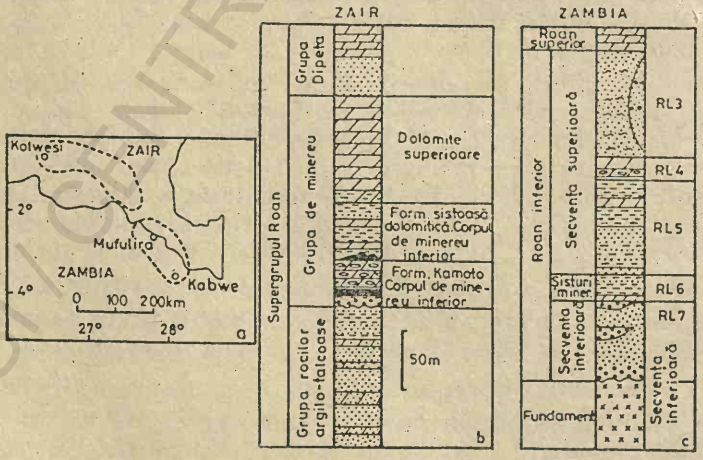

Fig. 4.52. Coloane stratigrafice ale secvențelor cu minereuri de cupru din Zair și Zambia. În Zair (b) minereul se află în roci carbonatice iar în Zambia (c) în roci terigene (după Bartholomé et al., 1973, Chaen, 1974, Binda, Mulgrew, 1974 [274].

Ele alcătuiesc corpuri tabulare alungite, de regulă cu lungimi de peste 2 km și grosimi de metri și zeci de metri situate în partea inferioară a grupului amintit. Acestea sînt asociate spațial și genetic cu roci predominant dolomitice în Zair și terigene în Zambia (fig. 4. 52 b, c). Rocile-gazdă fac parte dintr-o secvență formată într-o mare puțin adîncă. Ele stau discordant peste un fundament constituit din șisturi, gnaise, psamite, pelite (Lufubu și Muva) și granodiorite, diorite, pegmatite etc. de vîrstă proterozoică (1975 mil.a., Cehen et al., 1970, în [139].

În Zambia minereul se află în două tipuri de roci : argilite (shales) și gresii sau greywacke bogate în carbonați și sulfați. Aceste roci acoperă conglomerate și gresii și sînt acoperite de dolomite cu strate de anhidrit.

Supergrupul Katanga (sistemul Katanga) se păstrează în sinclinale și mici bazine dispuse la est și vest de anticlinalul Kafue, constituit din formațiunile fundamentului (fig. 4.53). Primele sedimente ale supergrupului Katanga au caracter torențial. Ele cuprind conglomerate și nisipuri eoliene [139]. În continuare urmează sedimente de țărm marin, reprezentate prin prietrișuri, nisipuri de plajă sau deltaice, local cu bioherme algale, care trec la nisipuri și nămoluri marine. Mediul de formare a sedimentelor marine a fost favorabil dezvoltării bacteriilor anaerobe producătoare de H_2S. Tot în acest mediu, aproape de țărm s-au format și acumulările de sulfuri de Cu—Co. De reținut că în majoritate arenitele și argilitele Roanului inferior conțin carbonați și sulfați. Sedimentele următoare, formate în condiții de mare mai adîncă și deci situate într-o poziție superioară, reprezintă dolomite și argilite dolomitice cu strate de anhidrit. Acestea alcătuiesc Roanul superior. Cel mai important strat de dolomit de la partea superioară a arenitelor sau a argilitelor constituie limita dintre Roanul inferior și Roanul superior [139] (fig. 4.52 b, c). Roanul superior cuprinde și silluri de gabbrouri.

Roanul superior este acoperit de dolomite și argilite ; ultimele, bogate în carbonați și pirită, sînt atribuite secvenței Mwashi. Această secvență, groasă de cca 600 m, cuprinde la Mufulira trei intercalații de arenite feldspatice. În continuare urmează secvența Kundenlungului alcătuită din conglomerate fluvio-glaciare (tillite, cca 150 m grosime), calcare și dolomite de Kakontwe (cca 500 m grosime) cu diseminări de sfalerit, galenă și fluorină și argilite cu pirită (cca 500 m grosime) cu intercalații de argilite nisipoase masive.

Principalele corpuri de minereuri din Copperbeltul Zambian se concentrează de-a lungul a două linii separate de anticlinalul Kafue (fig. 4.53) : una vestică în care mineralizațiile situate în șisturi argiloase cuprind Cu și Co și care grupează zăcămintele Luanshya (Baluba, 2,82% Cu), Nkana (Rokana, 2,81% Cu), Chambishi (2,92%

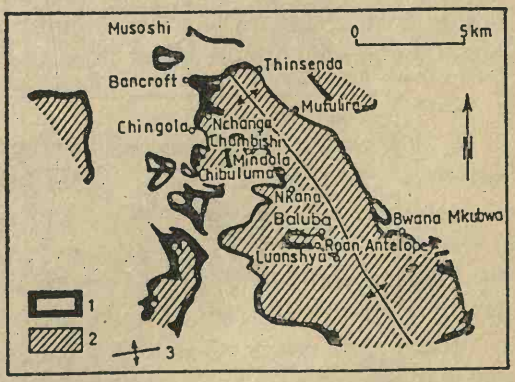

Fig. 4.53. Harta geologică simplificată a Copperbeltului Zambian cu distribuția zăcămintelor de Cu și a Roanului inferior [201], cu completări) :

1 — Roan inferior ; 2 — fundament ; 3 — antiformă.

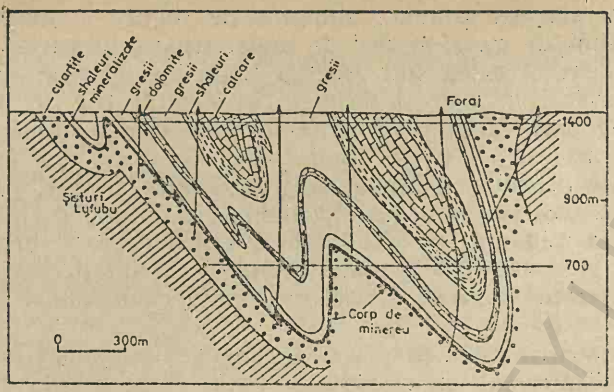

Fig. 4.54. Secțiune geologică prin corpul de minereu Roan extindere, unde mineralizația se află în șisturi argiloase [139].

Cu), Chibuluma (4,74% Cu), Nchanga (4,11%), Chingola, Kirila Bomwe, Musoshi, etc. și alta nord-estică cu mineralizații de Cu în arenite/arkoze (wacke) la Mufulira (3,47% Cu), Bwana Mkubwa și Mokambo. Grosimea corpurilor de minereu variază de la zăcământ la zăcământ : 9 m (însumarea unităților A—F) la Konkola și Musoshi, circa 30 m la Chambishi, 2—3 m la Nchanga, 5 m la Nkana, 1—10 m Roan Antelope și Baluba, 1—25 m la Chibuluma și 0,10 m la zeci de metri în zăcământul Mufulira (corpurile C, B/C, B, A/B și A). După Fleischer et al. [139] mineralizațiile alcătuiesc unul sau mai multe strate și lentile asociate părții inferioare a argilitelor (fig. 4.52) sau arenitelor. Ele s-au format în mai multe etape, corespunzătoare schimbării condițiilor de oxidare cu cele de reducere ale mediului înconjurător. Aceste modificări de la roci sterile spre cele utile se remarcă prin trecerea de la siderit la sulfuri, de la șisturi argiloase brune sterile la șisturi argiloase albăstrui cu sulfuri sau de la arenite roșii limonitice la arenite cenușii cu sulfuri. Etapele de mineralizare, după cum se poate vedea în cazul zăcământului Mufulira (fig. 4.55), coincid cu episoadele marine ale secvenței Roanului inferior.

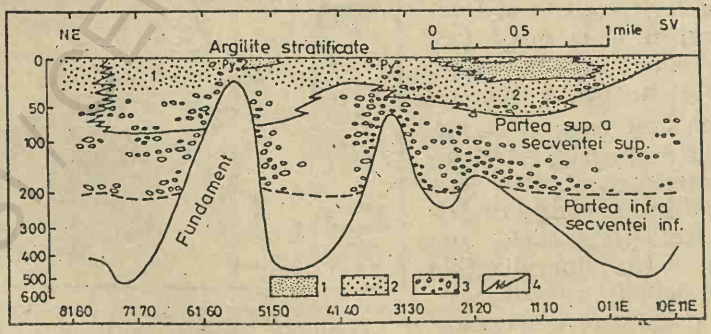

Fig. 4.55. Secțiune geologică prin corpul de minereu C de la Mufulïro, Zambia (după Van Eden, 1974, [274] :

1 — secvență calcaroasă ; 2 — gresii argiloase ; 3 — gresii și conglomerate ; 4 — limita inferioară a zonei de minereu.

Mineralizația primară cuprinde bornit, calcopirită, pirită, calcozină, carrolit. În zonele de oxidare, care frecvent ating 30—70 m adîncime, este prezentă asociația carbonați de cupru, cupru nativ, calcozină și bornit. De reținut conținuturile foarte ridicate în Cu ale zonelor de cimentație bogate în calcozină. Cel mai bun exemplu îl constituie micul zăcămînt Kalengwa, deja exploatat, din Provincia nord-vestică. Zona de cimentație a acestui zăcămînt extinsă pe 70—90 m adîncime a fost exploatată la un conținut de 6—20% Cu ; minereul primar are <1% Cu. Zonalitatea mineralizațiilor primare din Zambia diferă în funcție de natura rocii-gazdă, șisturi argiloase sau arenite. La mineralizațiile situate în șisturile argiloase (fig. 4.54), în care sursa Cu, Co, Fe etc. o constituie apele de pe uscat, sulfurile s-au format într-un mediu anaerob situat ceva mai departe de țărmul oxigenat unde sînt prezenți oxizii de fier. Dinspre țărm spre larg sulfurile s-au depus în următoarea ordine : calcocit-bornit-calcopirită-pirită. În cazul mineralizațiilor situate în arenite zonalitatea este controlată de prezența reliefului pozitiv submers. Deasupra domurilor, în ordine de jos în sus, s-au depus calcopirită, pirită-calcopirită și pirită și, simetric față de zonalitatea arătată dar situate deasupra nivelului paleodealurilor (domuri) sulfurile prezintă succesiunea calcopirită, calcopirită-bornit și bornit [139]. Recent, Drakulic [124] consideră că zăcămintele de cupru de origine vulcano-sedimentară sînt formate în primul stadiu vulcano-magmatic ale geosinclinalului.

În Zair principalele zăcăminte se află în provincia Shaba, situată în extremitatea nord-estică a centurii katangiene. Ele sînt situate în seria de Mines (1 miliard ani, Cohen, 1970, în [361]) predominant constituită din dolomite, în ultimul timp corelate cu Roanul superior din Zambia. După Bartholomé et al. [19] și Cahen [80] mineralizațiile apar în două formațiuni stratigrafic diferite : una inferioară — formațiunea de Kamoto cu corpurile de minereu inferioare, și alta superioară — formațiunea șisto-dolomitică cu corpurile de minereu superioare (fig. 4.52). Corpurile stratiforme de minereu reprezintă diseminări de calcopirită±minerale de Co, pirită. Ele sînt bogate în cobalt atunci cînd sînt situate în dolomite silicioase. În Zair sînt importante și mineralizațiile filoniene de U—Cu—Co—Ni asociate zonelor faliate și brecifiate (Shinkolobwe). Acest tip de mineralizație reprezintă probabil remobilizări ale minereului stratiform (Cahen et al., 1971, în [361].

Udokan, U.R.S.S. La est de lacul Baikal, în Transbaikalia, se află Depresiunea Udokan, care este, probabil, un rift colmatat cu depozite de molasă precambriene. Molasa este constituită din două secvențe : una inferioară alcătuită din gresii, calcare etc. metamorfozate slab și alta superioară cu compoziție relativ asemănătoare. Secvența inferioară cuprinde 1—3 strate cu minereu de cupru. Acestea au culoare cenușie și lungimi obișnuit de ordinul zecilor și sutelor de metri. Grosimea minereului, care este de tip diseminat, variază de la metri la zeci de metri, rar mai mare. Zăcămîntul Udokan cuprinde aproape în exclusivitate numai minerale de cupru, caracteristică fiind asociația bornit-calcozină.

Rapparfjord, Norvegia. În partea de nord a Norvegiei, la cca 30 km sud-est de Hammerfest, formațiunea de Steinfjell a seriei de Salvann cu-

prinde în gresiile arcoziene de Steinfjell mineralizații de cupru de tip diseminat [80]. În baza gresiilor se află conglomerate și gresii arcoziene.

Zonele mineralizate, de formă lenticulară, se extind pe cca 2 km lungime și au grosimi de la cîțiva metri la peste 100 m. Minereul cuprinde bornit (Cu_5FeS_4), calcopirită ($CuFeS_2$), digenit (Cu_9S_5), calcocit (Cu_2S), civelină (CuS), specularit (Fe_2O_3) și magnetit (Fe_3O_4). Ganga este formată din cuarț, feldspat, sericit și puțin clorit. Geneza mineralizațiilor este încă în discuție, argumente existînd deopotrivă pentru originea epi- și singenetică. Vokes, [80] este unul din adepții originii singenetice. Rezerva zăcămîntului este de cca 10 mil. tone, din care cca 50% se exploatează în carieră (0,5—0,7% Cu).

Provincia Stuart Shelf, Australia. Această provincie din sudul Australiei (geosinclinalul Adelaide, Lambert et al., [248] cuprinde numeroase mineralizații de cupru formate probabil în condiții de rift intracontinental (Rowlands, 1980, în [283]). Sedimentele-gazdă a mineralizațiilor sînt de vîrstă proterozoic superioară. Ele s-au format în depresiuni cu apă puțin adîncă și zone de shelf. Ele acoperă un fundament (Proterozoic mediu) cu mineralizații de cupru (Roxby Downs, Wallaroo-Moonta) situate la partea superioară a unei unități groase de tip redbed (1,4 miliarde ani) (Mount Gunson) și în aleurite dolomitice carbonatice prezente la diferite nivele stratigrafice din interiorul acesteia (Copper claim, Kapunda, Myall Creek, Mt. Gunson). Sursa cuprului din zăcămintele tinere sînt mineralizațiile din fundament. Principalele mineralizații la Mount Gunson apar în arenite hematitizate, silicifiate și brecifiate, de origine torențială și care reprezintă o suprafață fosilă de spălare. Mineralizații similare apar și în Blocul Mount Isa. Ele s-au format prin consumarea H_2S biogenic în procesele de reducere cu fluide cuprifere.

4.6.7.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

În Europa centrală și Asia gresii și șisturi argiloase de vîrstă permiană cuprind importante zăcăminte de cupru. Ele alcătuiesc centura central-europeană și centura est-siberiană. În România, mineralizații de acest tip se cunosc în munții Codru Moma (Zimbru, Rănușa).

Centura central-europeană. Ivirile de cupru din zăcămintele permiene ale Europei centrale sînt asociate genetic și spațial cu două nivele litostratigrafice : gresiile Permianului inferior (Red sill) și „Kupferschiefer" sau șisturi argiloase (copper slates, copper shales) de vîrstă Permian mediu. Ele sînt descrise de numeroși cercetători [283, 55, 17, 285, 352, 361, 274]. Principalele acumulări se cunosc în Polonia și R. F. Germania și sînt de vîrstă permiană medie. Alte mineralizații similare, mai puțin importante, se cunosc în toată aria cu depozite permiene din Europa (Marea Britanie, Franța, Spania etc.) (fig. 4.56).

Gresiile cenușii cuprifere de vîrstă permian superioară din monoclinul vorlandului sudetic ocupă arii extinse în sud-vestul Poloniei [17]. În această regiune sedimente permo-mezozoice, terțiare și cuaternare acoperă fundamentul cristalin. Orizontul de gresii cenușii cuprifere ur-

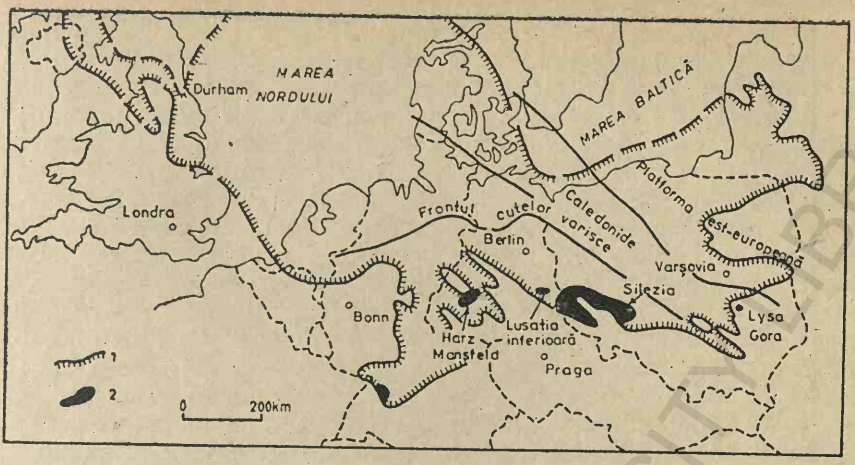

Fig. 4.56. Răspîndirea Zechsteinului în partea centrală și vestică a Europei, cu poziția principalelor districte cu zăcăminte de cupru [342], cu modificări). 1 — limita probabilă a Zechsteinului ; 2 — districtele principale de cupru.

mărește limita dintre Rotliegende și Zechstein (fig. 4.57). Gresiile cenușii, cu grosimi variind între 1 și 40 m, reprezintă partea superioară a secvenței clastice continentale din Rotliegende. Ele sînt alcătuite din cuarț, puțin feldspat, fragmente de roci, oxizi de titan și magnetit. Ultimii 20 cm din secvența amintită reprezintă gresii cimentate cu carbonați și minerale argiloase ; local cimentul cuprinde gips, anhidrit, silice și sulfuri. Mineralizațiile în gresii alcătuiesc diseminări și uneori aglomerări punctiforme de sulfuri de Cu și Cu—Fe. De la limita menționată mineralizațiile se extind 1—20 m adîncime. Studii de detaliu ale acestui orizont sugerează formarea minereului prin procese de înlocuire metasomatică. Asemenea procese au fost controlate în special de condițiile de *p*H—*E*h. De asemenea *T* și *P* în procesele diagenetice nu au fost de neglijat. Reacții de mobilizare din masa rocilor au determinat : transformarea mineralelor argiloase, carbonatarea și oxidarea materiei orga-

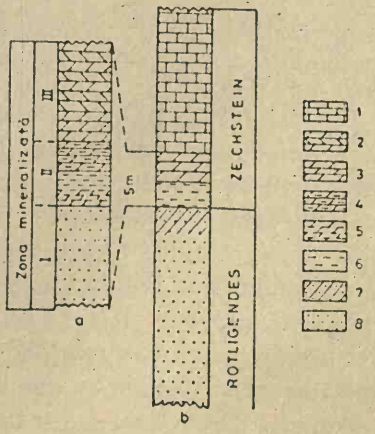

Fig. 4.57. Coloanele schematice pentru Zechesteinul mineralizat din Germania (a) și din Polonia (b) [274] cu modificări) :
1 — calcare ; 2 — dolomit cu intercalații de calcare ; 3 — dolomite ; 4 — dolomite argiloase ; 5 — șisturi argiloase cu materie organică ; 6 — dolomite de limită ; 7 — gresii dolomitice cenușii ; 8 — gresii cenușii și roșii.

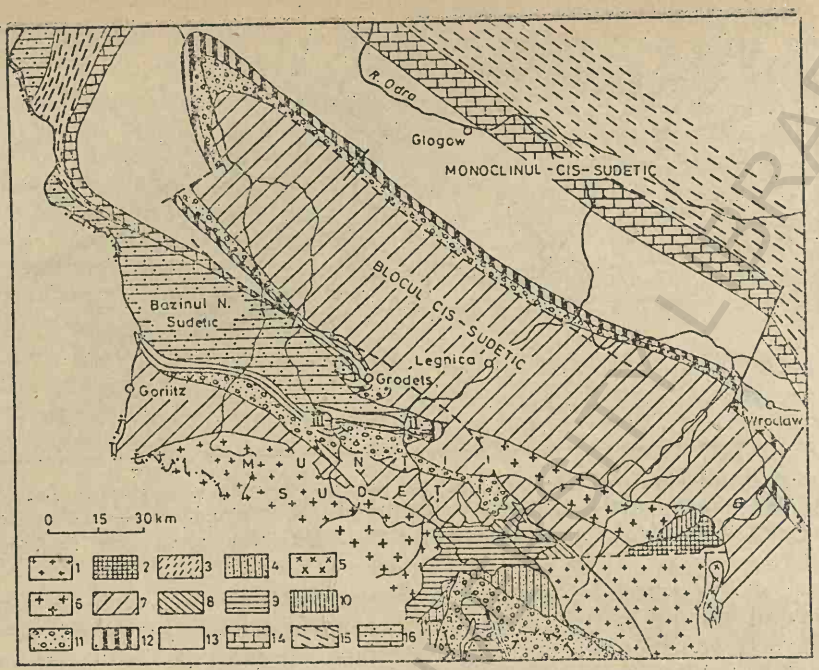

Fig. 4.58. Harta geologică a Sileziei inferioare (după Karson, 1964, în [295], cu modificări) :

1 — granite, gnaise și șisturi ; 2 — serpentinite ; 3 — amfibolite ; 4 — gabbrouri ; 5 — sienite ; 6 — granite ; 7 — Paleozoic inferior (Cambrian-Silurian) ; 8 — Devonian sup. ; 9 — Carbonifer inf. ; 10 — Carbonifer superior ; 11 — Red sill (Permian) ; 12 — Zechstein ; 13 — gresii colorate (Triasic) ; 14 — calcare (Triasic) ; 15 — Keuper ; 16 — Cretacic superior.

nice, cristalizarea coloizilor, recristalizarea carbonaților și sulfurilor în legătură cu substituțiile izomorfice din rețeaua cristalină, descompunerea compușilor metastabili. Principalele minerale metalice din minereu sînt calcopirită, bornit și calcocit ; subordonat apar argint nativ, sfalerită, castaingit, tennantit, smaltit-cloantit, pirită, stromayerit, jalpait, mickinstryit etc.

Mineralizațiile de tip Kupferschiefer sau de tip șisturi argiloase cuprifere (copper slates, copper shales) au o largă răspîndire în Silezia inferioară din Polonia și în districtele Mansfeld și Sangerhausen din R. D. Germană (fig. 4.58). Cele din sud-vestul Poloniei sînt cele mai mari zăcăminte de acest tip din Europa. Mineralizațiile sînt situate în interiorul unui monoclin (cis-sudetic) și urmăresc limita dintre sedimentele Rotliegende și Zechstein (fig. 4.59).

Structura geologică a ariilor purtătoare de minereu din Polonia cuprinde în fundament amfibolite, gabbrouri, șisturi argiloase, graywacke, calcare, gresii, cuarțite și filite de vîrstă precambriană-paleozoică ; acestea sînt acoperite discordant de sedimentele Rotliegendului (Red Sill) constînd din gresii, conglomerate, arcoze, shale-uri, roci vulcanice (porfire, melafire, diabaze și tufurile lor) ; deasupra urmează depozitele

Zechsteinului — conglomerate, shale-uri, calcare, dolomite, marne, arcoze, sare și anhidrit — acoperite de sedimente triasice alcătuite din gresii, shale-uri, marne, dolomite și anhidrit. Sedimente terțiare și cuaternare acoperă în bună parte structurile purtătoare de minereu. Litologic, minereul apare în shale-urile și dolomitele din baza Zechsteinului (fig. 4.58) acoperind primii 3 m de deasupra limitei cu gresiile mineralizate ale Rotliegendului. El este controlat de flancul intern al vorlandului cis-sudetic [55]. Stratul Keupferschiefer (copper slate) este alcătuit din argilite și marne calcaroase fin stratificate, cenușii, cenușii închise și cenușiu-verzui, îmbogățite în materie organică. El cuprinde diseminări fine, cuiburi și fisuri cu sulfuri de Cu și Fe, în special calcocit (40—75%), calcopirită (3—5%), bornit (10—20% și pirită (15—50%). În distribuția acestor minerale s-a remarcat următoarea zonalitate : calcocit în aflorimente, bornit spre adîncime și calcopirită și pirită în nivelele cele mai adînci. Grosimea stratului variază între 0,1—3 m ; obișnuit acesta are 1 m. Conținutul în Cu variază între 1,5 și 8% [17]. În general se deosebesc două tipuri de mineralizații : tipul Cu—Fe—S (bornit, calcopirită și pirită) și tipul Cu—S (calcocit, djurleit, digenit, covelină). Peste 70 de minerale metalice au fost identificate în minereu. Metalele accesorii prezente sînt : Zn, Pb, Ag, Ni, Co, Mo, V, Re, Ge, Se, Au, Pd, Pt, Hg, U, As, Sb și Bi. Principalele concentrații de minereu se cunosc în regiunea Lubin-Polkovitsy-Seroshovitsy ; cea mai mare producție de minereu este dată de mina Conrad.

La cca 80 m deasupra mineralizațiilor de tip Keupferschiefer, în Zechsteinul mediu se cunosc strate de calcare dolomitice cu noduli și filonașe de gips, care în partea superioară cuprind sulfuri de Cu și Pb. Aceste roci s-au format în ape puțin adînci (lagune) apropiate de țărm. Comparativ cu tipul Keupferschiefer, aceste mineralizații sînt mai puțin importante.

În R. D. Germană principalele zăcăminte de tip Keupferschiefer se cunosc în șase arii : Munții Richelsdorf, districtul Sangerhausen, sinclinalul Mansfeld, structura Mulkwitz, monoclinul Presudetic și sinclinalul Central-sudetic. Cele mai importante zăcăminte se concentrează în regiunea Mansfeld-Sangerhausen (cca 200 km^2) din sud-estul Hartzului. Regiunile cu mineralizații se caracterizează prin următoarea succesiune litologică : ardezii (slates) paleozoice în fundament, conglomerate, gresii și șisturi argiloase ardeziene (slaty shales) de vîrstă stephaniană și permian inferioară (>1 000 m), conglomerate și șisturi argiloase discordante (>25 m) atribuite Permianului inferior, șisturi argiloase, calcare, anhidrite, săruri de Na și K (200—800 m) de vîrstă permian superioară (Zechstein), gresii și șisturi argiloase (>350 m) triasic inferioare, nisipuri, pietrișuri, argile, lignit (>100 m) terțiare și pietrișuri grosiere (>100 m) cuaternare. Nivelul mineralizat Keupferschiefer are o grosime de 0,3—0,4 m. În baza lui sînt conglomerate (Permian inferior), iar deasupra, în ordine, urmează o secvență atribuită Zechsteinului constituită din calcare (2—6 m), anhidrite inferioare de Werra (25—35 m), sare (anhidrite de Werra (0—15/0,2—1,2 m) și anhidrite superioare de Werra (20—30 m). Sucesiunea de la Keupferschiefer la anhidritul inferior de Werra este colorată în roșu. Ea se numește „Rote Fäule".

Kupferschieferul este o marnă argiloasă fin granulară și laminată. Stratificația caracteristică este dată de distribuția carbonatitelor, mineralelor argiloase, constituenților clastici și substanței cărbunoase. Lami-

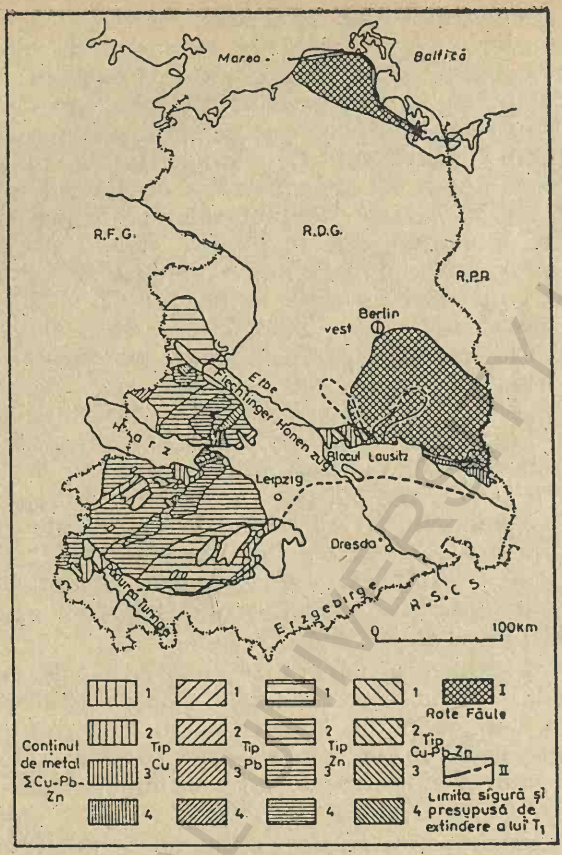

Fig. 4.59. Distribuția tipurilor de metale în Kupferschieferul din R. D. Germană [343], (cu modificări). Conținutul de metal crește de la 1 la 4.

narea și conținutul de bitumen al Kupferschieferului descresc cu creșterea particulelor clastice. Dimensiunile granulelor (100—200 μm) și cantitatea de carbonați cresc spre partea superioară. Kupferschieferul este alcătuit din calcit, dolomit, cuarț, feldspați, biotit, sericit, caolinit, illit, clorit, gips, anhidrit, bitumen solid și solubil și glauconit. De asemenea el cuprinde ca minerale metalice principale idait, bornit, calcopirită, covelină, calcocit, galenă, sfalerit, pirită, marcasită și hematit ; magnetitul, pirotina, arsenopirita, tennantitul, enargitul, stromeyeritul, Ag nativ, linneitul, milleritul și bravoitul participă ca minerale accesorii.

Cuprul în Kupferschiefer descrește din bază spre partea superioară a stratelor ; în paralel cresc Pb și în special Zn. Distribuția celor trei tipuri de metale în Kupferschieferul din R. D. Germană se prezintă în fig. 4.59. Se remarcă prezența cuprului în șisturile argiloase din partea centrală a bazinului permian, în partea superioară a sedimentelor ce acoperă fundamentul, și de-a lungul marginilor bazinului. Cele mai ridicate conținuturi de cupru apar în vorlandul blocului Lausitzer.

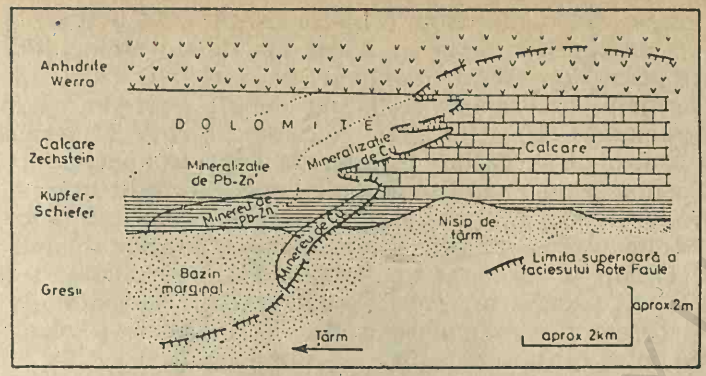

Fig. 4.60. Secvența tipică a părții inferioare a Zechsteinului cu zona de alterație Rote Fäule transgresivă pe nisipul de țărm [342], cu modificări).

Concentrarea metalelor în minereul de tip Kupferschiefer a avut loc în condiții de mare puțin adîncă, cu *p*H constant și condiții de *T* și *P* apropiate de suprafață. Acumularea a fost probabil controlată de *Eh*, de procese de transport și de depunerea mecanică, de precipitare chimică și biologică și de adsorbția în argile a materiei organice și/sau a sulfurilor. *Eh*-ul, ușor negativ sau neutru și puternic negativ, a favorizat precipitarea Cu și respectiv Pb și Zn.

Cuprul s-a concentrat la periferia faciesului roșu nemineralizat al „Rote Fäule", ceva mai departe de bariera de nisip a țărmului. Transgresiunea Rote Fäule, a Kupferschiefrului și a calcarelor Zechsteinului cu acumulările de Pb și Zn acoperă mineralizațiile de Cu (fig. 4.60). În modelul genetic emis de Haranczyk [178] sapropelul a avut un rol determinant în formarea zăcămintelor de șisturi argiloase cuprifere ale Zechsteinului. În opinia acestui autor în Silezia inferioară primul subciclu de regresiune, contemporan cu formarea șisturilor argiloase cuprifere, s-a oprit la cca 40 km de țărmul mării Zechstein, într-o arie a Rotliegendului cu relief plat. Această regresiune a determinat oxidarea șisturilor argiloase cuprifere situate în zonele înalte. Prin afundarea nisipului de țărm în zonele de coastă s-au format bazine lagunare dintre care laguna Rudna a controlat distribuția metalelor în sedimentele Zechsteinului, în districtul cu cele mai mari zăcăminte ale Sileziei inferioare din Polonia. Regimul regresiv prelungit al mării Zechstein a favorizat dezvoltarea fitoplanctonului, realizarea unui mediu reductor și fixarea biologică din apă a metalelor grele probabil de origine hidrotermală. Concentrarea biogenică a metalelor este sugerată de compoziția izotopică a S din sulfuri, de corelația dintre S și sulfuri și C organic și dintre suma conținuturilor metalelor și C organic în șisturile argiloase, precum și de diminuarea raportului H/C în materia organică în raport cu concentrarea S din sulfuri în sedimente. Resedimentarea unor șisturi argiloase cuprifere, ca și procese ulterioare de oxidare-reducere/cimentare și infiltrarea saramurilor grele din lagună în nisipul de plajă al lagunei au determinat redistribuirea zonală a metalelor.

Centura est-siberiană și Jezkasgan, U.R.S.S. În partea de est a Siberiei (Lena, Angara) se cunosc numeroase mineralizații de cupru asociate

cu depozite continentale de tip redbeds. Acestea, în majoritatea lor sînt de vîrstă proterozoic superioară, cambriană-ordoviciană și devonian-carboniferă. Rocile cuprifere apar în depresiuni de tip protoplatforme, grabene, aulacogene, depresiuni marginale, zone de rift [242]. Ele sînt situate în formațiuni terigene roșii sau cenușii, precum și formațiuni terigene carbonatice și/sau terigene-vulcanogene roșii. Mineralizațiile de cupru sînt controlate de factorii stratigrafic și geotectonic, în special litologic (delte submarine, sedimentele de lagună, de medii litorale cu mare puțin adîncă și de lacuri aluviale) și de condițiile paleoclimatice de sedimentare. Sedimentarea, diageneza, katageneza, metamorfismul și hipogeneza au consdus la formarea minereului. Sursa cuprului și a altor metale poate fi atît uscatul marginal erodat, inclusiv formațiunile terigene roșii, cît și saramurile metalifere calde. Zona Kodaro-Udokan este caracteristică pentru centura cupriferă est-siberiană.

Zăcămîntul Jezkasgan (Republica Kazahă) reprezintă un sistem de strate mineralizate [394]. El apare în gresii mediu-grosier granulare și conglomerate cenușii care alternează cu argilite și aleurolite roșii. La contactul cu minereul acestea din urmă devin roci verzi sericito-cloritoase. Rocile menționate sînt de vîrstă carbonifer mediu-superior (fig. 4.61). Ele reprezintă o suită alcătuită dintr-o alternanță deasă de argilite, marne argiloase, gresii și conglomerate. Această suită denumită de Jezkasgan, cu o grosime de cca 650 m, cuprinde de regulă 19 strate de gresii colorate în roșu și tot atîtea de culoare cenușie ; adesea numărul acestora ajunge la 26. Fiecare strat are grosimi pînă la 10—20 m. Structura oblică este prezentă. Gresiile cenușii purtătoare de mineralizații au ciment carbonatic. Ele sînt aproape orizontale și prezintă ușoare flexuri. Minereul este de tip diseminat și se concentrează sub formă de lentile strat cu grosimi între 5—50 m ; grosimile cresc în adîncime. Se cunosc și mici filoane. Mineralele metalice substituie cimentul carbonatic. Cele mai bogate roci (cuarțite) au culoare cenușie închisă. Gresiile cenușii ușor rozii sînt bogate în calcopirită, iar în cele de culoare albăstruie predomină bornitul. Conținutul mediu al minereului variază între 1,5 și 2%. Mineralele metalice s-a format în două stadii : galenă-calcocit în primul stadiu și bornit- calcopirită-sfalerit în stadiul secund. Majoritatea microelementelor (Re, Co, Ni, As, Cd) se consideră ca formate în stadiul secund. De subliniat că minereul cuprinde minerale de „temperatură ridicată“ cu structură dezordonată (bornit feruginos și calcopirită cubică) și prezintă texturi de exsoluții, semne de substanțe sulfurice puternic concentrate și urmele unei activități metalice a fluidelor mineralizatoare. Toate acestea sugerează că zăcămîntul s-a format din fluide puternic concentrate injectate în rocile sedimentare dislocate (Stepaeva, 1984).

Zimbru, Munții Codru Moma, România. Mineralizațiile de cupru de la Zimbru se cunosc în Valea Ludești. Ele sînt situate într-un orizont microconglomeratic-grezos al formațiunii detritice laminate, delimitat în acoperiș și culcuș de argile și respectiv conglomerate de vîrstă permian superioară. Aceste roci aparțin molasei permiene alcătuită preponderent din conglomerate, gresii și argile. Privită sub aspect tectonic regiunea face parte din pînza de Moma, în care pe lîngă depozitele sedimentare menționate apar și produse ale unui magmatism bimodal spilitic-riolitic, caracteristic riftogenezei incipiente permiene [437]. Mineralizația are aspect stratiform și se remarcă prin următoarea asociație de minerale : calco-

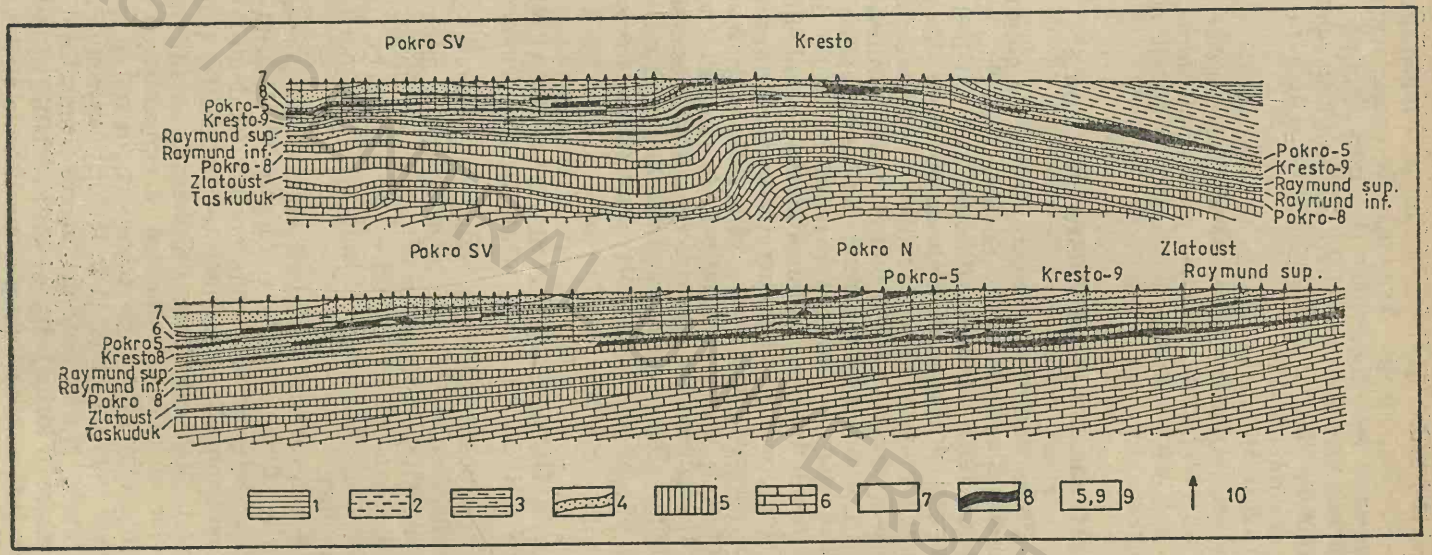

Fig. 4.61. Secțiuni schematice prin Cîmpul central de minereu al zăcămîntului Jezkasgan [381]:
1 — sedimente mezozoice și terțiare; 2 — serie permiană; 3 — strate permiene roșii (suita Zhideli — P_1); 4 — suita superioară Jezkasgan (C_3); 5 — suita Jezkasgan inferioară; 6 — calcare și gresii viseene (C_1); 7 — gresii cuarțo-feldspatice cenușii, metalifere; 8 — minereu; 9 — numele orizonturilor metalifere; 10 — foraj.

pirită, tetraedrit, bornit, calcocit, malachit, azurit, crisocol, cupru nativ, tenorit, cuprit. În același cadru spațial se întîlnesc și mineralizații discordante de Mo—Cu—Pb—Zn, însoțite de lentile de cuarț, orientate N—S, cu căderi accentuate spre est. „Lentilele" de cuarț cuprind molibdenit, pirită, calcopirită, bornit, calcocit, covelină, tetraedrit și galenă. Ele reprezintă probabil remobilizări metalifere ; există și ipoteza că acestea aparțin metalogenezei laramice [24].

Tot în Munții Codru Moma, la Rănușa și Moneasa se cunosc mineralizații care în bună parte pot fi considerate similare cu cele de la Zimbru. După Vlad et al. [437] mineralizațiile din Codru Moma, în special cele de la Zimbru, sînt asemănătoare cu ocurențele din Slovenia și Novoveska Huta din Gemeride.

4.6.7.3. MINERALIZAȚII DE VÎRSTĂ MEZOZOICĂ

Mult mai puțin importante decît mineralizațiile de cupru de vîrstă precambriană și paleozoică, cele de virstă mezozoică, cu mici excepții, nu au valoare economică. Dintre zăcămintele cunoscute, Mitchell și Garson [283] menționează pe cele situate în bazinele de pe coasta de vest și nord a Africii (Gabon, Angola, Maroc) ; mineralizațiile de la Borza, din Dobrogea de nord aparțin probabil, aceluiași tip. Mineralizațiile de cupru din aceste țări africane apar în sedimente continentale de vîrstă apțiană. Ele sînt acoperite de depozite marine albiene formate în etapa inițială de riftogeneză asociată deschiderii oceanului Atlantic de sud. Rocile-gazdă ale mineralizațiilor sînt gresii și conglomerate de culoare cenușie bogate în ciment carbonatic, asociate cu strate roșii. Cele mai reprezentative mineralizații stratiforme se cunosc în Bazinul Cuanza din Angola. Aici, ele apar în argilite și conglomerate grezoase de culoare roșie și se extind pe cca 400 km lungime. Deasupra mineralizațiilor urmează o secvență de evaporite groasă de cca 2 000 m, care spre ocean trece la calcare recifale.

4.6.8. ZĂCĂMINTE STRATIFORME DE U±Au ÎN GRESII ȘI CONGLOMERATE

Dahlkamp [107] grupează diferitele tipuri de zăcăminte de uraniu în trei categorii metalogenetice. Prima categorie include mineralizații de origine magmatică sau palingenetic-anatectică, a doua categorie cuprinde acumulări formate din procese sedimentare sau supergene, iar a treia categorie grupează iviri și zăcăminte rezultate prin metamorfismul celor două categorii menționate.

Iviri și zăcăminte din categoria secundă apar în conglomerate oligomictice, gresii și parțial filoane. Ele s-au format fie datorită existenței în Archean-Proterozoic inferior a unei atmosfere oxidante și formării unor aluviuni fosile cu uraniu în conglomerate oligomictice (Blind River, Canada, Witwatersrand, Africa de Sud), fie datorită apariției acestei atmosfere și a proceselor de eliberare chimică și concentrarea uraniului, dependent de condițiile climatice și de transport, în mîlul organic (sapropel), șisturi argiloase negre, cărbuni și în fosforite marine. Ca exemple menționăm concentrațiile din : shale-uri negre cambriene (Ranstad, Suedia), fosforite terțiare (Florida), ligniți (Blake Hills, S.U.A.) și din sedimentele bazinelor intracontinentale și zone litorale și din zonele cu cruste de alterare (S.U.A., Gabon, Australia, Canada).

Depozitele sedimentare situate în rifturi intracontinentale cuprind uneori mineralizații de uraniu ± Au, Cu, Pt etc. Dintre acestea cele mai importante sînt de vîrstă precambriană (Canada, Africa de Sud) și paleazoică (S.U.A., Europa).

4.6.8.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

La est de Great Slave Lake, în Canada, o stivă groasă de 12 km constituită din depozite terestre și marine și roci vulcanice de vîrstă proterozoic medie, atribuită aulacogenului Athapuscow (Hoffman, 1973, [283]) cuprinde în secvența sa continentală mineralizații de uraniu. Acestea apar în gresii și conglomerate situate la diverse orizinturi. Minereul conține în special uraninit și sulfuri. Uraninitul substituie sulfurile. După Morton (1979, [283]) mineralizațiile de uraniu au rezultat din precipitarea fluidelor hidrotermale metamorfe provenite din fundament.

Tot în Canada, în regiunea Elliot Lake, Ontario, se cunosc numeroase și importante zăcăminte de uraniu. Ele însoțesc rocile clastice proterozoice ale Supergrupului Huronian (Young, 1973, în [361]) situate într-un rift cu orientare generală E—W. Vulcanismul bimodal, grosimile mari și falierile contemporane, toate, reprezintă un suport privind controlul riftogenezei în procesul de sedimentare.

Conglomeratele cu minereu de tip Blind River cuprind elemente de cuarț bine rotunjite și sortate, prinse într-o matrice de cuarț, feldspat, sericit și pirită (10—15%). Matricea mai conține elemente de cherturi și minerale ca uranit, brannerit (U, Th, Ca) [$(Ti, Fe)_2O_6$], monazit, zircon, pirotină, galenă, minerale de Ti [366]. Conglomeratele mineralizate apar în baza formațiunii în Matinenda — partea inferioară a secvenței huroniene (2350 mil.a.). În mina Pronto conglomeratele cu mineralizații de uraniu sînt alterate hidrotermal (Heinrich, 1982). Ele sînt albitizate, cloritizate și carbonatate. Asemenea transformări au produs modificări în distribuția brannerităului și uraninitului.

Principalul zăcămînt de uraniu al Canadei este Blind River din Ontario. Este situat în conglomerate, gresii feldspatice și arkoze. Aceste roci au caracter discontinuu și stratificație încrucișată. Stratul principal mineralizat reprezintă un conglemarat gros de cca 1,2 m, care stă pe gresii feldspatice și se întinde, cu discontinuități, pe cca 115 km lungime. Corpurile de minereu reprezintă concentrări aluvionare fosile, fluviale și de deltă. Grosimea acestora variază de la cîțiva metri pînă la 6—10 m. Ele cuprind galeți de cuarț alb (<4,5 cm), mai puțin șisturi și ciment constituit din cuarț, muscovit, biotit, fragmente de substanță organică, sulfuri (pirită, marcasită, molibdenit, calcopirită, sfalerit, linnaenit), anatas, thorogummit, aur nativ și hematit, brannerit, uraninit, pehblendă și thucolit.

Un cadru geologic similar cu al zăcămintelor din Canada este cel cunoscut în Bazinul Witwatersrand din Africa de Sud (400/200 km). Succesiunea de aici, groasă de 16 km, alcătuită din vulcanite bazice și acide și sedimente clastice, s-a format într-un cadru controlat de falii (Pretorius, 1975, 1981, în [361].

Succesiunea în bazinul de sedimentare Witwatersrand, de la bază spre partea superioară, cuprinde [68, 31] : 1) conglomerate aurifere și

uranifere și lave bazice și acide (sistemul Dominion Reef), situate discordant pe fundament (sistemul Swaziland) ; 2) roci arenacee și argilite (sistemul Witwatersrand) formate în mediu acvatic ; falierile din domeniul central al bazinului au determinat ridicarea și erodarea zonelor marginale ale acestuia și formarea reef-urilor aurifere și uranifere ; 3) conglomerate, tufuri, jaspuri, șisturi argiloase, brecii conglomeratice, lave andezitice, bazaltice și de porfire cuarțifere (sistemul Ventersdorp) ; 4) șisturi argiloase, cuarțite, dolomite, jaspuri, conglomerate și curgeri vulcanice (sistemul Transvaal) ; 5) tillite, gresii și șisturi argiloase (sistemul Karro).

Mineralizațiile auriferă și uraniferă sînt localizate în reef-urile situate la periferia bazinului. Cele mai importante reef-uri sînt : Dominion (Au, U), Government (Au, U), Main (Au, U), Bird (U, Au), Kimberley (Au, U) și Elsburg (Au, U), ultimul productiv în centru și în partea central vestică. Minele care exploatează mineralizațiile Main-Reef-ului sînt cele mai bogate în Au și U. Aurul și uraninitul și thuciolitul apar în cimentul unor nivele de conglomerate cu grosimi de 0,5—2,5 m. Ele apar ca mici granule de 0,005—0,5 mm, respectiv 0,08 mm. Uneori, uraninitul conține incluziuni fine de aur și galenă. Acesta, ca și sulfurile, este substituit de thuciolit și pechblendă. Aurul apare sub formă de granule fine cu conture neregulate sau pelicule fine infiltrate în porii piritelor. Minereul are un conținut mediu de 0,024% U [313] și 3—9 g/t Au [31]. Rezerva de aur a zăcămîntului Witwatersrand este de cca 15 000 t [12].

4.6.8.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

În S.U.A., Italia, Jugoslavia și Austria se cunosc numeroase mineralizații de Cu—U și respectiv U. Ele sînt asociate cu depozite terigene paleozoice de tip redbeds. Majoritatea acestora nu au valoare economică.

În S.U.A. mineralizațiile de Cu—U apar în formațiunea devoniană de Cataskills, din Pensylvania. Ele sînt asociate cu resturi de plante situate în conglomeratele și gresiile fluviatile din imediata apropiere a contactului cu depozitele marine transgresive.

Sedimentele terigene permiene de tip redbeds din sudul Alpilor (Italia, Jugoslavia, Austria) și Dinarizi cuprind mineralizații de uraniu. Mineralizațiile se află în sedimente clastice cenușii, predominant în gresii. Un vulcanism bimodal bazic-acid (porfire cuarțifere) a însoțit în Carbonifer (Italia) și Permian (Italia, Jugoslavia) procesele de sedimentare. Concentrații economice de U apar de regulă în gresiile subformațiunii cenușii din partea bazală a sedimentelor terigene. Subformațiunea roșie este sterilă. Ea stă deasupra subformațiunii cenușii. Sedimentele cenușii purtătoare de uraniu, ca și în alte cazuri similare cunoscute, au fost depuse în patul rîurilor, iar cele roșii în cîmpiile inundate. După Omaljev [304] precipitarea uraniului în aceste depozite a avut loc în zonele barierelor geochimice formate în timpul proceselor de diageneză. Principalele minerale de uraniu sînt pehblenda și coffinitul $(U(SiO_4)_{1-x}(OH)_x)$. Ele se concentrează în gresii cenușii de vîrstă permian superioară, constituite din cuarț, muscovit, clorit, feldspați argilizați și ciment format din materie organică ($<0,5\%$, rar mai mare) și carbonatică. Un detaliu al

secvenței mineralizate din zăcămîntul de uraniu Zirovski (Jugoslavia) se prezintă în fig. 4.62.

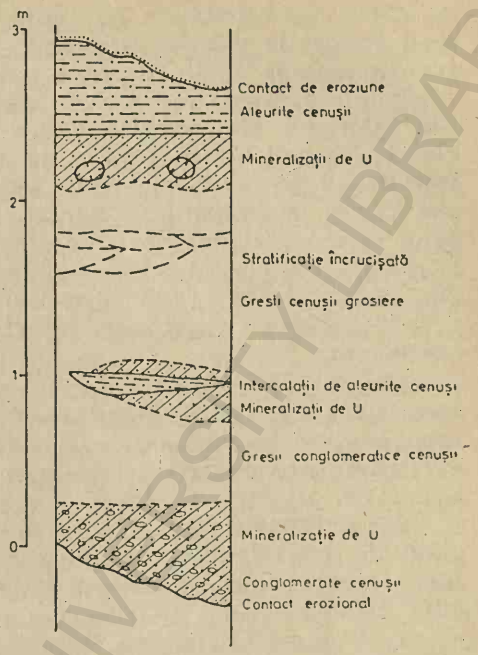

Fig. 4.62. Litostratigrafia secvenței mineralizate din zăcămîntul de U Zirovski ([304] cu modificări).

4.6.9. ZĂCĂMINTE DE Pb—Zn ASOCIATE CU ROCI CARBONATICE

Zăcămintele de Pb—Zn asociate rocilor carbonatice constituie una dintre cele mai mari surse pentru aceste metale din lume. Ele au diferite vîrste (Precambrian-Miocen) și sînt cunoscute în special în S.U.A. (Appalași, Tri-State, SE Missouri, districtele Mississippi Valley etc.), Europa (Alpi, Silezia, Irlanda, Italia, România, Marea Britanie, etc.) și Asia (U.R.S.S., Pakistan, Iran, etc.).

Majoritatea zăcămintelor de Pb—Zn asociate cu roci carbonatice par a fi formate în arii de shelf (margini continentale pasive) sau în arii intracratonice [283]. După Sawkins [361] ele sînt caracteristice stadiului timpuriu al riftogenezei continentale. În opinia noastră asemenea zăcăminte apar în special în ariile de rift intracontinental situate de-a lungul marginilor continentale. Aceste zăcăminte sînt asociate cu roci dolomitice ; (calcarele dolomitice, calcarele și sedimentele terigene calcaroase sînt mai puțin comune. Caracteristic pentru formarea unor asemenea acumulări este prezența unei secvențe groase de roci carbonatice dezvoltată în condiții climatice (ape calde) și de fundament (paleodealuri) speciale, favorabile apariției și dezvoltării recifilor.

Mineralizația este de tip stratabound. În unele zăcăminte minereul este stratiform, formînd strate paralele la stratificație ; alteori acesta substituie rocile sau umple cavitățile din interiorul lor, intersectînd stratificația. Minereul zăcămintelor de tip stratabound este specific ariilor cu modificări faciale situate la periferia recifilor. Originea epigenetică a mineralizațiilor este larg acceptată ; există însă și autori care consideră zăcămintele de tip alpin ca formate singenetic cu sedimentarea și probabil de origine submarin-exhalativă asociată unei activități vulcanice. Unii autori implică hidrocarburile în formarea mineralizațiilor, iar alții susțin formarea acestora prin circulația saramurilor fierbinți expulzate din roci ca urmare a compactării acestora [303]. Sursa metalelor poate fi reprezentată de rocile-gazdă sau mai vechi spălate de circulația convectivă a sărăturilor încălzite radiogenic.

Studiul compoziției minereului, al structurilor și texturilor acestuia a arătat că zăcămintele stratiforme de Pb—Zn din rocile carbonatice s-au format la diferite temperaturi și cu partciparea a variate soluții hidrotermale [121]. În funcție de condițiile geotectonice minereul acestor zăcăminte a suferit modificări metamorfe și rupturale. În zonele de rift din interiorul platformelor tinere (Mississippi, Missouri, Silezia superioară, Masivul Central) minereul are o compoziție mineralogică simplă, este de tip diseminat și prezintă structuri stratificate și colomormfe. El s-a format la temperaturi variind între 40° și 150°, rar 200°C. Uneori, prin suprapuneri de soluții hidrotermale cu temperaturi mai ridicate (<400°C), compoziția minereului suferă modificări ; apar minerale de Ag, Hg, Cu și Co. Totodată, au loc recristalizări, redepuneri și remobilizări în minereurile primare. Structurile și texturile formate sînt de tip epigenetic.

Conținuturile medii ale minereurilor celor mai importante districte metalogenetice variază între 3—10% Pb + Zn, excepțional și numai în unele corpuri de minereu acestea ating 50% Pb + Zn. De regulă, rezervele zăcămintelor variază între zeci de mii de tone la 10—20 mil. t, rar mai mari.

Zăcămintele de Pb—Zn în roci carbonatice prezintă o mare diversitate de tipuri de mineralizații. Dintre acestea trei tipuri au putut fi mai bine definite : tipul Mississippi Valley, tipul Alpin și tipul Irlandez [354, 361].

4.6.9.1. ZĂCĂMINTE DE Pb-Zn DE TIP MISSISSIPPI VALLEY

Zăcăminte clasice de Pb-Zn se cunosc în bazinul Mississippi Valley din centrul S.U.A., de unde și numele acestora. În S.U.A. acumulări similare se mai cunosc în districtul Tri-State din Missouri, Kansas și Oklahoma și provinciile Valley și Ridge din Appalași, statele Tennessee, Virginia și Pensylvania. Dintre numeroasele zăcăminte și mineralizații similare cunoscute în alte țări, în ordinea vîrstei, menționăm : (1) Proterozoic : Broken Hill, Zambia (Kortman, 1972), Zeerust, Africa de Sud [354], Groelanda [386], Nanisivik, Canada (Geldsetzer, 1973, în [354], Valea Blaznei, România [418] ; (2) Paleozoic : Mirgalmsai, Acesai, Sumsar, Iaceasai, Karatau, Munții Karatau, Republica Uzbekă și Kazakhstan — U.R.S.S. [142] ; (3) Mezozoic : Trzebionka [143], Chrzanow, Olkusz și Zawiercie [170], Silezia superioară — Polonia, Santander — Spania, High Zagros — Iran [454], Benue Trough — S.U.A. (Grant, 1971, în [361] ; (4) Terțiar : mineralizațiile miocene situate de-a lungul Mării Roșii — Egipt (Dadet et al., 1970, în [361].

Spațiul nu ne permite prezentarea tuturor mineralizațiilor și zăcămintelor enumerate. Dintre mineralizațiile menționate vom descrie succint zăcămîntul Broken Hill, Zambia, zăcămintele din Munții Rodnei și mineralizațiile similare din Munții Făgăraș, zăcămintele districtelor Mississippi Valley și Appalași din S.U.A., Mirgalimsai, U.R.S.S., Lasbela-Khuzdar, Pakistan și zăcămintele districtelor din Silezia superioară, Polonia.

Zăcăminte de vîrstă precambriană

Broken Hill. Zăcămîntul Broken Hill este situat în orașul Kabwe (Broken Hill) la cca 100 km N de Lusaka. El se află în interiorul unei centuri constituită din roci dolomitice de vîrstă Precambrian superior, cu direcție NW, flancată de șisturi argiloase (shale) și filite [228]. În regiunea Kabwe, dolomitele au lățimi de 1—2 km și lungimi de cca 13 km. Ele sînt alcătuite din dolomite arenacee cenușii impure, dolomite masive cenușiu deschise omogene masive (54,1% $CaCO_3$, 45,7% $MgCO_3$, 0,2% material insolubil) (Coles, 1959, în [228]), dolomite cenușii, dolomite cărbunoase cenușiu închise și dolomite argiloase. Uneori în interiorul dolomitelor apar intercalații mici de conglomerate, graywacke și șisturi argiloase. Această secvență (formațiunea dolomitică) are înclinări accentuate spre NE sau SW și este afectată de cutări secundare și numeroase falii. Mineralizațiile reprezintă corpuri neregulate de brecii cu minereu masiv în interiorul dolomitelor masive cenușii deschise din formațiunea dolomitică. Aceste corpuri, situate aproape perpendicular față de direcția dolomitelor, cad spre ENE (30—90°). Principalele corpuri de minereu sînt numerotate 1, 3/4, 5/6, „x", 8 și 2. Lungimea și lățimea corpurilor de minereu variază de la zeci de metri la peste 200 m și respectiv 20—40 m ; pentru corpurile 5/6, 1 și 3/4 înălțimea cunoscută este de 800 m, 400 m și 500 m. Partea centrală a corpurilor cuprinde minereu primar compact, marginal, iar uneori, pînă la 450 m adîncime, există pe mai mulți metri minereu oxidat. Minereul primar cuprinde sfalerit, galenă și pirită ; alte sulfuri reprezentînd $< 0,1\%$ din minereu sînt calcopirită, bornit, tetraedrit și calcocit. Ganga este constituită în special din cuarț și dolomit. Principalele minerale secundare din minereul oxidat sînt : willemit (Zn_2SiO_4), smitsonit ($ZnCO_3$), cerusit ($PbCO_3$). Alte minerale recunoscute sînt : anglesit, piromorfit, vanadinit, descloizit, cuarț, hematit, goethit, limonit și sporadic Cu nativ, malachit, azurit, crisocol, calcocit, calcit, hopeit, parahopeit și tarbuttit. Zăcămîntul Broken Hill este cel mai bogat zăcămînt de Pb și Zn din lume. Conținuturile medii (%) pentru principalele corpuri — nr. 1, 5/6, „x" și 8, în ordinea enumerării — sînt : Zn = 33,2 ; 33,7 ; 33,9 ; 63,4 ; Pb = 27,7 ; 14,1 ; 25,0 ; 0,9. Conținutul de cupru este $< 0,1\%$. Minereul oxidat are între 1,87 și 2,43% V_2O_5.

Kortman [228] consideră mineralizația masivă ca formată sincron cu dolomitele ; ulterior aceasta a fost remobilizată și concentrată în corpurile de brecii cu minereu masiv. În opinia noastră corpurile de brecii mineralizate reprezintă rezultatul unor intense procese de carstificare determinate de circulația unor soluții de origine meteorică ; sursa metalelor poate fi atît formațiunea dolomitică cît și rocile fundamentului.

Blazna, Gușet, Munții Rodna — România. În Munții Rodnei, formațiunea carbonatică — unitatea mediană a grupului de Rebra — cuprinde mineralizații de tip stratabound (în principal stratiforme) de Pb-Zn [418]. Formațiunile grupului de Rebra metamorfozate în faciesul amfibolitic alcătuiesc trei unități litostratigrafice : inferioară, medie și superioară. Ele încalecă (pînza subbucovinică) formațiunile precambriene superioare intens metamorfozate ale grupului de Bretila și șisturile cristaline slab metamorfozate ale unei serii paleozoice [232]. În partea de sud a Munților Rodna formațiunile cristaline și rocile sedimentare paleogene sînt intruse de roci andezitice de vîrstă miocenă (fig. 4.63). Formațiunea carbonatică este bine dezvoltată între valea Gușet și valea Rebra. Ea este alcătuită

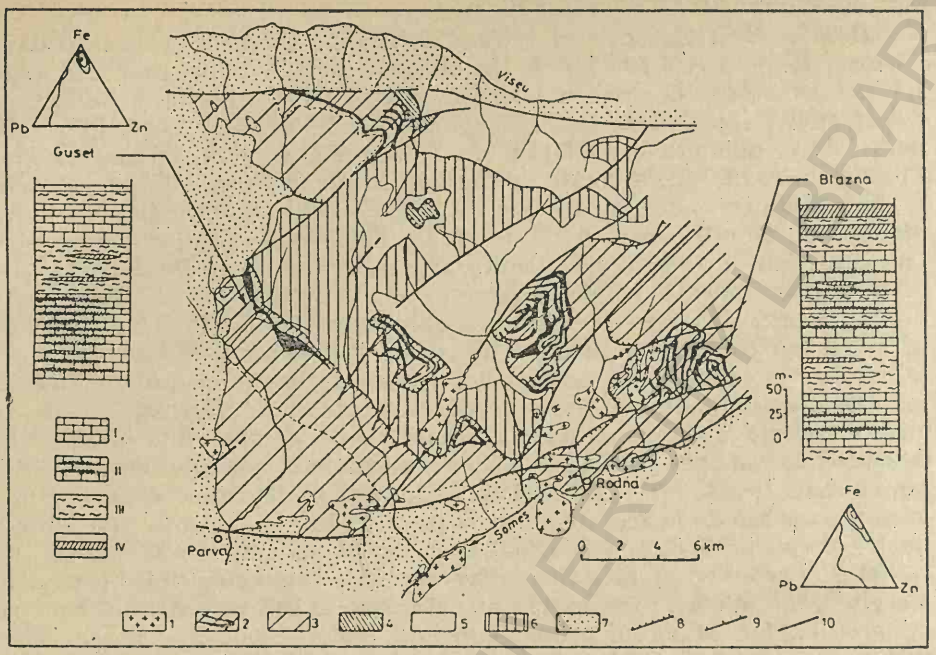

Fig. 4.63. Harta geologică simplificată a Munților Rodna (după Kräutner 1968 și Kräutner et al., 1978, din [418] cu principalele zăcăminte Blazna și Gușet asociate formațiunii carbonatice din grupul Rebra :

1 — roci andezitice miocene ; 2—4 — grupul de Rebra — Precambrian superior ; 2 — formațiunea carbonatică cu mineralizații ; 3 — unitatea stratigrafică inferioară ; 4 — unitatea superioară ; 5 — serii paleozoice slab metamorfozate ; 6 — seria de Bretila — Precambrian superior ; 7 — cuvertură sedimentară postaustrică ; 8 — șariaj ; 9 — falie inversă ; 10 — falie normală ; I — roci carbonatice ; II — calcare mineralizate ; III — micașisturi și paragnaise ; IV — amfibolite.

din calcare albe larg cristalizate, dolomite fin stratificate, calcșisturi ± tremolit ; subordonat în rocile menționate apar intercalații subțiri de cuarțite, șisturi grafitoase, roci micacee și amfibolice. După Udubașa et al, [418] dolomitizările remarcate par a fi sincrone cu formarea mineralizațiilor. Intercalațiile de roci micacee apar frecvent asociate cu mineralizația. Dintre acestea micașisturile cu sfen, epidot și baritină conțin sfalerit și pirită, iar intercalațiile subțiri de pirită masivă însoțesc micașisturile cu epidot + apatit + rutil sau sfen + apatit.

Mineralizația formează lentile și strate cu lungimi variind obișnuit de la zeci de metri la sute de metri ; grosimea medie este de cîțiva metri. Corpurile de minereu sînt alcătuite în special din pirită, sfalerit și galenă și subordonat participă pirotina, calcopirita și megnetitul ; tetraedritul, arsenopirita, bournonitul, pearceit-polibazitul, rutilul și ilmenitul apar sporadic. Ganga cuprinde calcit, dolomit, cuarț, baritină, cymrit ($BaAl_2Si_2O_8 \cdot OH$). Minereul a suferit modificări retromorfe, iar deformările și recristalizările au imprimat aspectul actual al minereului.

Munții Făgăraș — România. În grupul de Făgăraș din pînza de Moldoveanu, atît la nord cît și la sud de structura anticlinală de creastă a Munților Făgăraș, apar numeroase mineralizații de tip Mississippi Valley.

După Balintoni et al. [15] acest grup împreună cu rocile sedimentare ale seriei de Moldoveanu (gresii micacee carbonifer superioare ; conglomerate polimictice permiene, gresii și conglomerate seisiane, dolomite campilian-anisiene, conglomerate și calcare apțiene) alcătuiesc pînza de Moldoveanu — unitate austrică din cadrul pînzei laramice de Boia. Sedimente ale seriei de Moldoveanu sînt conservate în partea de est a Munților Făgăraș. După autorul menționat grupul de Făgăraș coincide cu seriile de Făgăraș și Poiana Neamțului în accepțiunea lui Ghica-Budești [153], cu complexul de Serbota al seriei de Cumpăna și seria de Făgăraș definite de Dimitrescu [119], cu formațiunile carbonatice și cuarț-micacee ale grupului de Aluta descrise de Kräutner [233]. Tot după Balintoni et al [15] grupul de Făgăraș este împărțit în trei formațiuni : în partea inferioară formațiunea de Șerbota în principal formată din micașisturi cu disten și staurolit (Rîul Moașei — Pîrîul Avrig) ; formațiunea de Suru, în poziție mediană, alcătuită din roci carbonatice, amfibolite și gnaise și formațiunea de Valea Rea, în poziție superioară, cunoscută în zona de izvoare a rîului Vîlsan, predominant constituită din roci micacee. Formațiunile menționate au suferit modificări regionale polimorfe.

Mineralizațiile de Pb-Zn din Munții Făgăraș sînt asociate cu rocile carbonatice ale formațiunii de Suru. Ele sînt mai bine dezvoltate pe Valea Buda, Valea Capra, Pîrîul Lepezi în Munții Făgăraș de sud [401], Valea Dejan, Valea Bîrsa Groșetului, etc. în est și Valea Arpașu, Valea Bîlea și Vîrful Laița [84] în nordul acestor munți. În sudul Munților Făgăraș mineralizații se cunosc, cu unele întreruperi, între izvoarele Văii Boia (vf. Suru) în vest și Valea Rea, afluent al Rîului Doamnei în est. În această zonă rocile carbonatice au direcție în general E-W, înclină 35—85°S și se cunosc, aproape fără întrerupere, pe o lungime de peste 40 km. Ele alcătuiesc mai multe nivele, mult mai subțiri și discontinui la extremitățile vestice și estice ale arealului menționat ; grosimi maxime, de zeci sau chiar sute de metri, au în bazinul Văii Capra-Valea Buda și Valea Arpașului. Tot aici, mineralizațiile sînt cel mai bine dezvoltate (Piscu Negru, versant stîng Valea Capra și Valea Buda, Valea Arpaș). Ele alcătuiesc mai multe nivele cu lungimi de zeci și sute de metri și grosimi pînă la cîțiva metri. În interiorul rocilor carbonatice apar intercalații de amfibolite, paragnaise, șisturi micacee, etc. De regulă amfibolitele însoțesc aparițiile de calcare. De notat că în majoritatea cazurilor mineralizațiile însoțesc calcarele dolomitizate fin stratificate de culoare cenușie-gălbuie, fisurate și cu porozitate și impurificare pronunțate. Subliniem asocierea uneori a zonelor mineralizate cu un paleocarst și cu un carst recent (Piscu Negru-Pîrîul Lespezi). Diseminările de sulfuri cu distribuții în benzi subțiri, de regulă milimetrice, separate de altele mai groase sterile, reprezintă cea mai comună formă de apariție a mineralizației. Discontinuitatea pe direcție și înclinare a acestor diseminări trebuie privită ca fiind determinată de modificări locale atît ale compoziției rocilor care, cu cît sînt mai „impurificate", ca și în Munții Rodnei [418], cu atît sînt mai mineralizate, cît și de gradul de fisurare și brecifiere a acestora, care, dacă este pronunțat, crește interesul de valorificare a lor (Valea Buda). În unele cazuri (Dejani) mineralizațiile îmbracă forma unor corpuri de brecii posibil formate ca urmare a unor procese de carstificare și tectonizare, în care cimentul este alcătuit în special din sfalerit, galenă, dolomit și cuarț, subordonat pirită. Mult mai rar (culmea Laita, Valea Buda) apar și aglo-

merări lentiliforme, subțiri precompacte și compacte de sulfuri. Minereul cuprinde sfalerit și galenă, subordonat pirită și accidental tetraedrit și argint nativ. Sfalerita predomină față de galenă (Zn : Pb = 3 : 1 → 5 : 1). Halourile piritoase lipsesc de cele mai multe ori ; ele însă apar în galeria Piscu Negru, în văile Topolog, Boia, Bîlea etc. Modul de distribuție a rocilor carbonatice, structura, textura și compoziția minereului sugerează formarea mineralizațiilor de Zn și Pb asociate rocilor carbonatice din Munții Făgăraș, în condiții de shelf continental, cu ape calde favorabile dezvoltării recifilor și unor procese de carstificare. Conținutul mediu al minereului este dificil de precizat ; el poate varia între 1—2% Zn+Pb. Mai precizăm că, în ciuda faptului că mineralizațiile de Zn-Pb din Munții Făgăraș domină zonele alpine, ele vor constitui principalele obiective de interes al cercetărilor viitoare.

Zăcăminte de vîrstă paleozoică

În S.U.A. zăcăminte de Pb-Zn se află în roci carbonatice nedeformate a căror vîrstă variază între Cambrian și Carbonifer. Mineralizațiile sînt de origine epigenetică ; minereul umple spațiile libere din rocile carbonatice preexistente. Adesea, aceste roci prezintă mici discordanțe și discontinuități caracteristice depozitelor formate în medii cu apă puțin adîncă. Datorită circulației apelor meteorice oxigenate rocile carbonatice au o porozitate secundară ridicată, cuprind brecii de prăbușire create prin procese de dizolvare, cavități carstice etc. Porozitatea este de asemenea dată de sedimentarea normală sau de diageneză (ex. porozitatea recifilor) și de procese secundare ca cele de dolomitizare [354]. Deși zăcămintele de tip Mississippi Valley prezintă similitudini litologice și de compoziție chimică (Pb-Zn) ca și de temperaturi (scăzute) de formare, nu rareori ele arată o mare diversitate marcată în special de : variații sensibile ale raportului Pb : Zn (> 10 și < 1) și ale conținutului de Cu, prezența uneori a Ba și F și diversitatea morfologiei acumulărilor (fig. 4.64).

Mississippi Valley. Cel mai important district de minereu Mississippi Valley din S.U.A. este Viburnum Trend din sud-estul statului Missouri. Acesta este cel mai productiv district de Pb din lume. El are o rezervă de peste 100 mil. t minereu de Pb+Zn și furnizează 15% și 85% din pro-

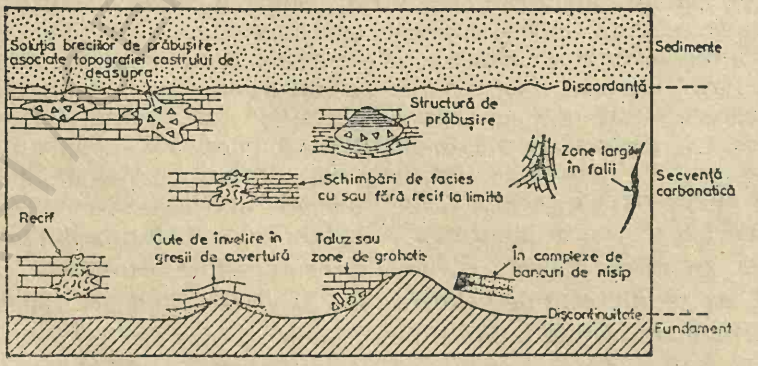

Fig. 4.64. Tipuri de situații geologice în care în roci carbonatice pot apare zăcămintele de Pb-Zn de tip Mississippi ([81] cu modificări).

ducția de Pb a lumii și respectiv a S.U.A. (Vineyard, 1977, în [361]). Mineralizațiile districtului apar într-o arie îngustă orientată N—S, situată la vest de fundamentul precambrian al Munților St. Francois. Minereul este bogat în Pb (Pb : Zn = 3 → 10) și cuprinde minerale de Cu, Ni și Co. El este asociat cu formațiunea Bonneterre de vîrstă cambriană, alcătuită din micrite calcaroase și calcarenite (fig. 4.65). Mineralele metalice se concentrează în breciile de prăbușire din interiorul calcarelor dolomitizate care acoperă faciesul recifal stromatitic din partea inferioară a formațiunii Bonneterre. În mina Buick, breciile menționate par a se dezvolta în interiorul canalelor de drenaj. Ele au pînă la 100 m lățime și 25 m grosime. Incluziunile fluide din sfalerite au compoziția unor saramuri foarte concentrate. Temperatura acestora, de 94—120°C, caracterizează fluidele mineralizante care au generat zăcămintele de tip Mississippi Valley. Aceste date, ca și cele de izotopi ai sulfului și plumbului ($\delta^{34}S$ = +50 și —50), au arătat că mineralizațiile s-au format din soluții mineralizante în care sulful este de natură evaporitică [361].

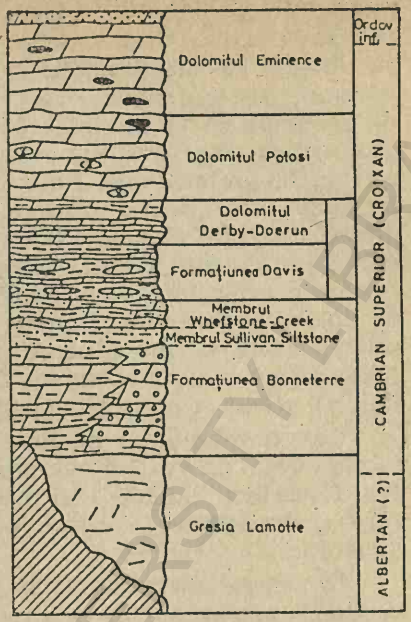

Fig. 4.65. Coloana stratigrafică a Cambrianului superior din sudestul statului Missouri. Minereurile Viburnum Trend se află în formațiunea Bonneterre ([404] cu modificări).

Munții Apalași. În Apalași [205] rocile dolomitice de vîrstă cambriană și ordoviciană cuprind mineralizații de Zn (Pb) de tip Mississippi Valley. Minereul este bogat în sfalerit iar local cuprinde pirită și galenă ; marcasita și calcopirita apar accidental. Aceste minerale formează cruste iar cimentul breciilor reprezintă substituții stratiforme și de diseminare. Principalele zăcăminte se cunosc în partea centrală și de est a statelor Tennessee, Virginia și Pennsylvania, unde mineralizațiile sînt bogate în zinc. Ele alcătuiesc acumulări cu rezerve mai mari de 1 mil. t cu > 6% Zn. Zone cu conținuturi bogate sînt în ariile cu structuri de prăbușire (brecii) determinate de paleoacviferul dezvoltat într-un carst creat prin expunerile subaeriene din Ordovicianul inferior. Sfaleritul cimentează blocurile de dolomite, dar apare și ca depuneri pe planele de stratificație și laminare din dolomitul recristalizat. De reținut că mineralizația este situată în special în dolomitele recristalizate interstratificate, albe și închise la culoare, cu aspect de „zebră".

Mirgalimsai. În partea de sud-est a lanțului montan Tian-Șan, în Munții Karatau se cunosc numeroase zăcăminte de Pb-Zn(Ba) asociate rocilor carbonatice de vîrstă Carbonifer mediu. Dintre acestea menționăm : Mirgalimsai, Acesai, Baginsai, Iaceasai în Republica Uzbecă și Karatau în Republica Kazakhstan.

Zăcămîntul Mirgalimsai cuprinde mineralizații stratiforme-lentiliforme de diseminare, rar compacte, de Pb-Zn și Ba situate în roci dolo-

mitice. Minereul se află în trei structuri anticlinale secționate de mai multe fracturi alcătuite dintr-o secvență de roci carbonatice, preponderent constituită din calcare (8 nivele), mai puțin dolomite (3 nivele) și gresii corbonatice. Aceste roci de vîrstă carbonifer medie au suferit intense procese de remobilizări și recristalizări epigenetice. Ele acoperă formațiunile slab metamorfozate de vîrstă cambrian-devoniană ; fundamentul cuprinde roci vechi proterozoice. Devonianul este reprezentat în special printr-o secvență (inferioară) de roci colorate în roșu, alcătuită din conglomerate, gresii și argilite (1 200—1 300 m). Corpurile de minereuri au lungimi de cîțiva km, grosimi de 0,1—2 m, uneori mai mari de 10 m. Ele alcătuiesc corpurile principal, intermediar și paralel, controlate de cele trei nivele de dolomite. Structura minereului este fină în dolomite și larg cristalizată în zonele de milonitizare și faliere ; textura este masivă, de diseminare, pătată și ușor rubanată. Mineralizația este alcătuită în special din sfalerit, galenă și baritină, subordonat pirită și calcopirită.

Conținutul minim mediu exploatabil în zăcămînt este 0,8% Pb. El variază de la 0,2% la cîteva procente. $BaSO_4 = 0,1—70\%$, iar $Zn = 0,1—1\%$. Concentrațiile cele mai mari în Pb și Zn apar în zonele de milonitizare și fracturare. Baritina predomină în general în nivelul inferior dolomitic.

În general distribuția mineralelor în zăcămînt prezintă o zonalitate verticală care, de sus în jos, arată astfel : $Ba \rightarrow Ba+Pb \rightarrow Pb \rightarrow Zn$.

Gunga, Pakistan. Cercetări recente [207] au evidențiat în zona metalogenetică Lasbela-Khuzdar din Pakistan mineralizații de Pb-Zn, Ba±F. Mineralizațiile sînt localizate într-o zonă îngustă de cîteva sute de kilometri lungime, orientată în general N-S și situată la nord de Karachi (fig. 4.66). Ele apar de-a lungul marginii nord-vestice a Blocului Indian, într-o arie alcătuită din sedimente epicontinentale formate într-un rift intracontinental, situat la margine de platformă. Vîrsta sedimentelor este Mezozoic inferior — Oligocen inferior. Ele sînt alcătuite preponderent din roci carbonatice subordonat șisturi argiloase (shales). Gresiile apar local. Mineralizațiile sînt situate în sedimente probabil de vîrstă liasică. O activitate vulcanică contemporană cu formarea sedimentelor și mineralizațiilor nu se cunoaște în regiune. Orizontul mineralizat este, de regulă, asociat cu secvența superioară a Jurasicului, la 150—200 m sub contactul cu sedimentele cretacice. Ofiolitele cunoscute în regiune sînt de vîrstă Crectacic-Paleocen. Ele alcătuiesc Centura Axială, situată la limita nord-vestică a Blocului Indian.

În zăcămîntul Gunga sulfurile de Zn-Pb-Fe și baritină alcătuiesc concentrații de tip stratiform, stratabound, filoniene și brecioase. Mineralizația de tip stratiform și stratabound apar în calcarele stratificate și argilitele formațiunii Zidi, de vîrstă jurasică. Ea reprezintă diseminări primare singenetice și concentrări hidrotermal-sedimentare cu textură coloidală, situate la cca 250 m sub limita Jurasic/Cretacic. Formațiunea Zidi are 100—120 m grosime și este constituită din : 1) calcare interstratificate, șisturi argiloase, șisturi argiloase carbonatice silicifiate și siltite în bază, spre partea superioară cu diseminări de galenă și sfalerit și aglomerări sub formă de cuiburi de pirită/marcasită ; 2) unitatea inferioară mineralizată formată din sedimente alterate hidrotermal (siltite, siderite, etc.) în partea superioară. Mineralizația stratiformă are grosimi de 10—70 m și cuprinde diseminări în masa sau în stratele subțiri de siltite

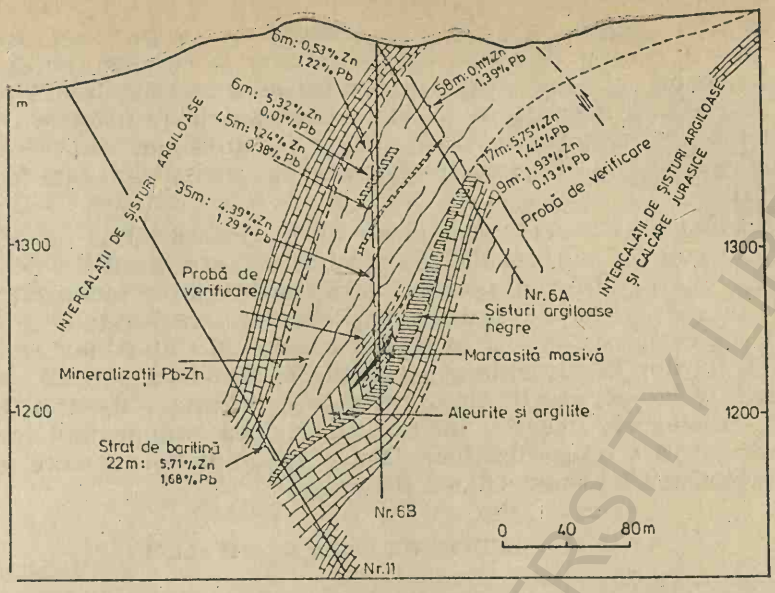

Fig. 4.66. Secțiune geologică prin zăcămîntul Gunga, Pakistan (după Jankovič, 1983, în [207].

și șisturi argiloase negre (black shales). Conținutul variază de la 0,1—2% Zn+Pb (Zn predomină). Conținuturile cresc cînd zonele diseminate alternează cu strate de 0,2—1 m grosime mai bogat mineralizate (5—10% Zn+Pb). Local, apar lentile și cuiburi masive de sulfuri de Fe și Zn cu grosimi de 2—6 m (10—15% Pb+Zn). Breciile mineralizate apar sporadic, iar stratele cu marcasită/pirită masivă de cîțiva metri grosime domină părțile mai profunde ale zăcămîntului ; 3) stratul steril constituit din calcare bituminoase cenușii și/sau negre interstratificate (20—50 m grosime) ; 4) unitatea superioară mineralizată, alcătuită din silice poroasă amestecată cu material argilos. Stratul mineralizat are 70 m grosime (fig. 4.67) și cuprinde în special baritină („orizontul de baritină") ; mineralizația de Pb-Zn se află în partea inferioară a acestuia. El are formă tabulară și prezintă următoarele conținuturi medii : 6% Zn, 1% Pb și 50% $BaSO_4$.

În zăcămîntul Gunga, minereul este alcătuit din sfalerit, galenă, pirită, marcasită±cinabru, calcopirită, pirotină, sulfosăruri de Pb-Sb, baritină, gips, anhidrit, siderit, calcit, dolomit și local fluorină.

Polonia. În Europa centrală, zăcăminte de tip Mississippi Valley se cunosc în Germania, Franța și Polonia (germatipul triasic) [143]. Cele din Polonia au o largă răspîndire în districtul Silezia superioară — Cracovia [143, 170]. Principalele caracteristici ale zăcămintelor de Pb-Zn din Silezia superioară pot fi rezumate la : 1) o mare conformitate geometrică a texturii minereului la scară macro- și microscopică cu roca-gazdă care este o secțiune stratigrafică de 30—40 km lungime și cca 50 m grosime, de vîrstă Muschelkalk inferior ; 2) minereul se află în roci carbonatice, predominant dolomite, formate în apropierea unui uscat ; 3) Muschelkalkul infe-

rior reprezintă prima fază de transgresiune ce acoperă atît sedimente evaporitice și clastice de vîrstă Triasic inferior și Permian, cît și fundamentul hercinic ; 4) procese de carstificare de vîrstă mezozoică, probabil chiar sincrone cu mareele, au afectat întreaga arie de apariție a rocilor carbonatice ; 5) mineralizația de Pb, Zn și Fe nu este asociată cu procese magmatice și nici cu aliniamente regionale. Ea este subordonată factorilor stratigrafici.

Zăcămintele și zonele mineralizate au în general forma de strat orizontal sau cuiburi, de regulă discordante cu stratificația dolomitelor. Structura multistratificată caracterizează în special mineralizațiile din partea de sud și est a Sileziei superioare. Minereul este alcătuit din sfalerit și galenă ; subordonat participă baritină și sulfuri de fier. Diversitatea texturilor (de diseminare, stratificată, laminare, poroasă, pseudobrecioasă, brecioasă, crustiforme, batroidală, oolitică, sinteritică, concreționară, druziformă, fisurală) indică atît originea sedimentară primară, cît și secundară a mineralizațiilor. Dintre zăcămintele cunoscute menționăm Trebionka, Chrzanow, Olkusz și Zawiercie.

4.6.9.2. ZĂCĂMINTE DE Pb-Zn DE TIP ALPIN

Zăcăminte de Pb-Zn de tip alpin se cunosc în partea de est a Alpilor (Alpii Karnieni, Alpii Gailtal și Alpii Kitzbühel), în Sardinia și Munții Atlas din Africa [365]. Ele prezintă sensibile asemănări cu tipul Mississippi Valley, deosebindu-se de acesta prin cadrul tectonic asociat unor etape de riftogeneză larg răspîndite în aria lor de apariție [361]. După Schneider (1964, în [354]) principala diferență constă în faptul că acumulările de minereu sensu stricto au caractere epigenetice iar mineralizațiile neeconomice sensu lato sînt clar singenetice sau sinsedimentare. După Schultz [365] zăcămintele de Pb-Zn de tip alpin sînt rezultatul unor repetate procese de carstificare. Astfel, zăcămintele din regiunea Iglesiente-Sulcis, Sardinia (Boni, Amstutz, 1982) sînt asociate cu un paleocarst bine dezvoltat în roci carbonatice triasice ; cavitățile formate sînt umplute cu detritus autigen și allogen avînd aspect de brecii. Corpurile de brecii sînt cimentate cu material arenitic și lutitic, precum și cu galenă, pirită, marcasită, sfalerit, baritină, fluorină, cuarț, mai rar tetraedrit și calcopirită. Materialul rezidual prezent în acestea cuprinde argile roșii, argile cu caolin, halloysit, illit, clorit, minereu oxidat (goethit, hematit, cerusit, anglesit, smithsonit, oxizi de Mn, etc.) (Boni, 1979, în [365]). În mod similar par să se fi format și zăcămintele de tip strata-bound de Pb-Zn-Fe-Ba-F din rocile carbonatice jurasice și cretacice din Munții Atlas (Algeria, Maroc și Tunis). După Schultz [365] originea metalelor din zăcămintele din nordul Africii (El Abed, Algeria ; Bou-Beker-Tauissit, Maroc, [307] este pusă pe seama unor procese de carstificare și de natură hidrotermal-sedimentară.

În Alpii Karniani, de-a lungul frontierei italo-austriece (Karavankes) dolomitele carbonifere cuprind, în apropierea discordanței cu calcarele devoniene, concentrații tipice de denudare îmbogățite în sfalerit, galenă, baritină, pirită, silice etc. Mineralizații de origine similară bogate în baritină se cunosc și în Tirolul de Nord (Alpii Kitzbühel). De asemenea zăcămîntul de Pb-Zn (Fe-Ba-F) Bad Bleiberg din Austria constituie un exemplu de minereu precipitat într-o rețea de cavități și suprafețe de eroziune externă.

În Irlanda se cunosc numeroase zăcăminte de Pb-Zn-Ba (±Cu). Ele sînt asociate cu roci carbonatice de vîrstă carboniferă [361]. Cel mai important zăcămînt — Navan — are cca 9 mil. t de Zn și Pb. În acest zăcămînt mineralizația are origine sedimentară sau sindiagenetică. Ea s-a format într-un bazin marin puțin adînc și se situează în apropierea unui recif și a unei fracturi.

Zăcămintele de Pb-Zn de tip irlandez ocupă o poziție intermediară între zăcămintele de tip Mississippi Valley și zăcămintele de sulfuri masive. Ele sînt rezultate penetrării prin convecție a apei de mare și migrarea ei pe suprafața fundului mării unde formează zăcăminte „exhalative" (Russell, 1978, în [361]). Detalii referitoare la modul de formare a zăcămintelor de tip irlandez sînt prezentate de Boast et al. [52].

4.6.10. ZĂCĂMINTE DE SULFURI MASIVE ASOCIATE ROCILOR CARBONATICE

Sawkins [361] consideră zăcămintele din această grupă ca fiind formațiuni în stadiul avansat de evoluție a rifturilor intracontinentale. Principalul criteriu în această sistematică îl constituie litologia formațiunilor. Corpurile de minereu — strate și/sau lentile — sînt concordante cu formațiunile din jur și au aspect masiv sau semimasiv. Rocile-gazdă fac parte dintr-o secvență groasă formată în bazine cu regim de subsidență, intracontinentale sau situate la margini de continent. Aceste roci pot fi șisturi argiloase negre, aleurite, roci carbonatice și turbidite sau echivalentele lor metamorfozate. Large (1980) și Krebs (1981 în Sawkins [361]) subliniază rolul activ exercitat de fracturi în formarea bazinelor de sedimentare și circulația fluidelor hidrotermale. Astfel de situații au fost remarcate la zăcămintele Mc Arthur River și Mount Isa din Batten Trough și respectiv riftul Paradise (fig. 4.67) ca și Meggen și Rammelsberg din R. F. Germania, ultimele situate în aria de legătură dintre Old Red Continent la nord-vest și bazinul devonian mediu la sud. Tot ca o remarcă menționăm prezența nesemnificativă a materialului vulcanic în secvența sedimentară a bazinelor cu mineralizații masive de sulfuri. Ca exemple, citate de Sawkins [361], sînt orizonturile de tufite de la Mt. Isa, Mac Arthur River, Rammelsberg și Meggen și a sillului Moyie de la Sullivan. După Soloman [384] gradienții geotermali ridicați ca urmare a activității vulcanice reprezintă una din condițiile necesare realizării în secvența sedimentară a sistemului convectiv hidrotermal.

Zăcămintele de sulfuri masive asociate rocilor sedimentare în majoritatea lor prezintă următoarele aspecte comune : 1) concentrațiile de minereu alcătuiesc una sau cîteva lentile de galenă-sfalerit, adesea cu conținuturi importante de Ag și mai rar Cu (Rammelsberg, Mt. Isa, etc.) : 2) extinderea pe orizontală poate fi de cîțiva kilometri, iar pe verticală, ca în cazul zăcămintelor Mt. Isa și McArthur River, este de 650 m și respectiv 130 m ; 3) intercalațiile de șisturi argiloase din cadrul minereului s-au format într-un timp relativ îndelungat, adesea apreciat la milioane de ani [361] ; 4) minereul este fin cristalizat și slab recristalizat, iar deformările sincrone cu formarea sau postlitificarea (cute, structuri de curgere) sînt uneori (Sullivan, Mt Isa) spectaculoase ; 5) zăcămintele

paleozoice cuprind cantități semnificative de baritină (Meggen, Rammelsberg, Tom și Red Dog), în timp ce cele mai importante acumulări de vîrstă proterozoică (Mt Isa, McArthur și Sullivan) sînt lipsite de baritină ; 6) orizonturile de cherturi reprezintă o prezență comună în majoritatea zăcămintelor (Red Dog, Tom, Mc-Arthur River) ; 7) izotopul $\delta^{18}O$ are valori scăzute ; 8) metalele din minereu prezintă o distribuție zonală laterală (Pb→Zn, Sullivan, Mt. Isa, MaArthur), pe verticală (Cu→Pb→Zn—Ba, Rammelsberg) sau în ambele sensuri.

Zăcămintele de sulfuri masive situate în roci sedimentare au diverse vîrste și sînt deosebit de numeroase. Ele apar atît în șisturi argiloase negre (Tekely, Filzchai, Kholodnin, Mt Isa, McArthur etc.) cît și în roci argilo-siltice-carbonatice (Zhairem, Rammselsberg, Meggen etc.) (Asanaliev, 1984). Alte acumulări, ca Sullivan, sînt situate în graywacke și argilite. Dintre zăcămintele menționate prezentăm numai cîteva : McArthur (Australia), Sullivan (Columbia Britanică) și Rammmelsberg (R. F. Germania).

McArthur (Australia). În Australia se cunosc numeroase zăcăminte stratiforme de Pb—Zn, de vîrstă proterozoic medie ; McArthur, Mount Isa, Hilton, Broken Hill. McArthur este cel mai important. El este situat pe marginea estică a riftului Batten (fig. 2.67) din Northern Territory [247]. Acest rift cuprinde dolomite, argilite, șisturi argiloase și tufite nemetamorfozate de vîrstă Carpetarian (Proterozoic mediu). În această stivă de sedimente cu grosimi de peste 5,5 km, asociate cu șisturi argiloase piritoase (H.Y.C. Pyrite Shale), în baza acestora și în apropierea dolomitelor de Cooley, se află mineralizațiile de la McArthur. Șisturile argiloase și intercalațiile de argilite cu pirită au culoarea neagră sau cenușie închisă, sînt fin stratificate și conservă numeroase structuri anterioare consolidării (de alunecare, de impurificare etc.). Ele cuprind, de asemenea, intercalații de șisturi argiloase dolomitice cu pirită, dololutite, doloarenite de alunecare, brecii turbiditice de alunecare și tufite. În acoperișul și culcușul șisturilor argiloase piritoase se află brecia superioară și respectiv shale-uri carbonatice și brecia de taluz (fig. 4.67). Stratele de shale-uri cu pirită H.Y.C. cuprind în partea lor inferioară mineralizații concordante și discordante de sulfuri ; interstratificările dintre sulfuri și shale-uri tufacee vitroclastice bogate în materie organică caracterizează corpul de minereu.

Zăcămîntul McArthur are șapte corpuri de șisturi argiloase mineralizate separate de strate de șisturi argiloase bogate în dolomit și materie organică. Corpurile de minereu apar ca lamine subțiri fin granulare de sulfuri și șisturi argiloase tufacee. Adesea, lentile de pirită larg cristalizată alternează cu laminele de sulfuri, iar sporadic fisuri discordante cu sulfuri și baritină însoțesc corpurile de minereu. În anul 1976 zăcămîntul McArthur avea cca 200 mil. t minereu cu 10% Zn, 4% Pb, cca 35 g/t Ag și 0,2% Cu. Corpurile mineralizate au o suprafață de 1,5 km^2 ; grosimea variază între 55 și 130 m [247]. Principalele elemente prezente în halourile de dispersie sînt Zn, Pb, Fe, Mn, Ag, Hg și Tl. Valorile $\delta^{34}S$ pentru sfalerit (+3,3 — +8,9‰) și galenă (—1,2 — +5,7‰) nu prezintă variații sistematice cu poziția stratigrafică a nivelurilor mineralizate ; contrar, valorile $\delta^{34}S$ la pirită (—3,9 — +14,3‰) devin progresiv mai mari din bază spre partea superioară a zăcămîntului. Concluzia trasă de Smith și

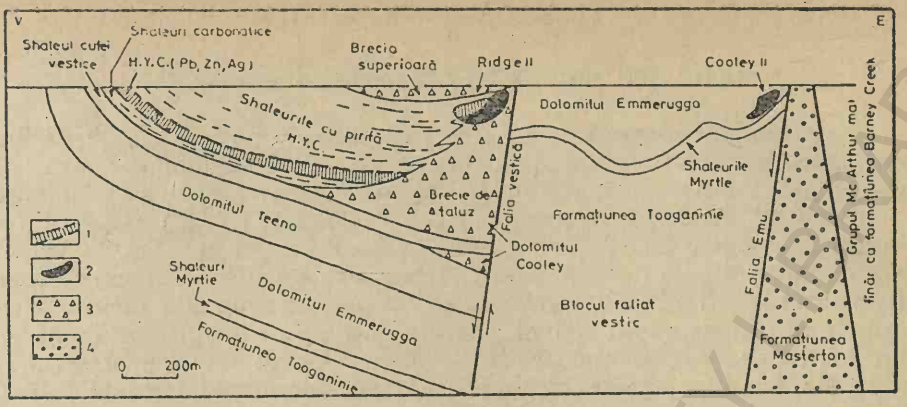

Fig. 4.67. Secțiune geologică prin HYC și zăcăminte de înlocuire în roci carbonatice asociate cu Batten Trough, McArthur River ([450] cu modificări) :
1 — zăcăminte concordante ; 2 — zăcăminte discordante ; 3 — brecie ; 4 — fundament.

Croxford (1973, în [247]) este că sulful din pirite provine din reducerea de către bacterii a sulfatului, iar sulful din galenă și sfalerit provine din soluțiile mineralizate (100—270°C).

Sullivan, Columbia Britanică, Canada. În Munții Purcel din sud-estul Columbiei Britanice, formațiunea Lower Aldridge din supergrupul Purcel, de vîrstă precambriană, se cunosc numeroase zăcăminte stratiforme de sulfuri masive [247, 177]). Minereul este situat în graywacke, argilite și cuarțite metamorfozate în faciesul șisturilor verzi. În vecinătatea și în interiorul corpului de minereu nu se cunosc roci eruptive. Ele apar la cca 5 000 m deasupra succesiunii stratigrafice (lave de Purcell) ; silluri de bazalte se cunosc în partea inferioară a formațiunii Aldridge. Corpul de minereu are formă lenticulară. El este alcătuit din pirotină masivă în partea de vest (> 50 m grosime) în care alternează strate masive sau slab mineralizate cu sfalerit și galenă. Deasupra acestuia rocile sînt albitizate și cloritizate. În partea vestică a zăcămîntului rocile sînt turmalinizate și brecifiate ; ele se extind cel puțin 450 m sub lentilele de minereu și sînt considerate ca formate după depunerea minereului. Valorile $\delta^{34}S$ variază între —10,4 — +4,7 ; ele sînt interpretate ca argumente privind transportul metalelor de către saramuri sărace în sulf la temperaturi de 150—200°C.

Rammelsberg, R.F. Germania. O formațiune de argilite cu intercalații de gresii, calcare și orizonturi de tufuri de vîrstă devonian medie cuprinde la Rammelsberg (Munții Hartz) o mineralizație de Pb—Zn asemănătoare tipului McArthur [247, 361, 31]. Mineralizațiile se prezintă în lentile de minereu situate în orizontul superior de șisturi argiloase în care se cunosc și intercalații de curgeri diabazice ; spre bază urmează Sandbanded Shales constituite din argilite, gresii și tufuri verzi fin granulare și Calceala Shales formate din argilite. Întreaga stivă de roci, denumită Wissenbach Shales, are o grosime de peste 1 500 m. Mineralizația s-a depus în două momente : una corespunzătoare sulfurilor în bază și alta cu baritină la partea superioară. Minereul cuprinde pirită, sfalerit, galenă, calcopirită și baritină ; magnetit, bismutină, bismut, arsenopirită și aur apar subordonat.

4.6.11.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Este unanim recunoscut că cele mai importante zăcăminte de fier sînt asociate cu formațiuni de vîrstă proterozoică (2 miliarde ani). Ele aparțin așa-numitei „formațiuni de fier stratificate" [361], larg răspîndită în intervalul Archean-Proterozoic. După Condie (1982, în [361]) trei asociații litologice de vîrstă Proterozoic mediu reprezintă gazda principalelor zăcăminte de fier : 1) șisturi carbonatice-cuarțitice ; 2) arcoze-cuarțite-vulcanite ; 3) vulcanite-graywacke. În primul grup sînt incluse zăcămintele din supergrupul Krivoi Rog din U.R.S.S., supergrupul Transvaal din Africa de Sud, grupul Animikie din S.U.A. și Canada, și seria de Mine din Brazilia. Aceste zăcăminte sînt considerate ca formate într-un cadru de șelf continental. Sawkins [361], avînd drept exemple formațiunile de fier Hammersley Range din Australia, Labrador Trough și Marquette din Michigan, Rapitan Group din Canada, formate în rifturi continentale, susține asocierea zăcămintelor din prima grupă cu secvențe caracteristice rifturilor intracontinentale. Reținerile privind asocierea unor asemenea acumulări cu zone de rift intracontinental constau în principal în grosimile apreciabile ale secvențelor ($>$ 6 km) din care fac parte și mineralizațiile de fier. De reținut că una dintre cele mai mari surse de fier din lume o reprezintă acumulările de minereu din aria Anomaliei Magnetice Kursk. Acestea se extind pe o lungime de 50—70 km și se situează deasupra unei impunătoare ridicări a paleoreliefului Prepaleozoic. Minereul cuprinde peste 50% Fe. El este situat în cuarțite reziduale feruginoase.

Postmasburg și Thabazimbi, Republica Sud Africană. Republica Sud Africană, ca și alte țări africane (Zair, Angola, Zambia, Mozambic, etc.), este bogată în zăcăminte de fier. În această țară, exceptînd rezervele de magnetit titanifer deținute de Complexul Intrusiv Bushveld (cca 2 200 mil. t), se cunosc importante zăcăminte de fier. Mai bine cercetate sînt cele din districtele Postmasburg și Thabazimbi și cele situate în seria de Pretoria din sistemul Transvaal [318]. În districtele menționate zăcămintele sînt bogate în hematit, conținutul în Fe este de cca 50%, iar rezervele sînt de cca 1 300 mil. tone. Rezervele din seria de Pretoria sînt de cca 6 000 mil. t cu 40—55% Fe. Formațiunile-gazdă sînt de vîrstă precambriană.

Zăcămintele districtului Postmasburg apar de-a lungul unei centuri cu lungimi de cca 60 km. Ele se situează în șisturile argiloase și conglomeratele seriei de Gamagara, la contactul cu sistemul Transvaal (dolomite, brecii silicioase, roci stratificate cu fier, etc.). Principalul zăcămînt al districtului este Sishen (fig. 4.68). Corpurile de minereu reprezintă strate și lentile cu grosimi variabile : 20—30 m în cazul șisturilor argiloase și 6—10 m în conglomerate. Conglomeratele au aspect ușor laminat. Minereul este bogat în hematit.

Minereul zăcămîntului Thabazimbi este localizat în cuarțitele stratificate de deasupra dolomitelor (sistem Transvaal). Cuarțitele menționate au 200—300 m grosime din care mineralizației de fier îi revine 18—25 m ; corpul de minereu se află deasupra șisturilor argiloase din culcuș și are o lungime de peste 3 km.

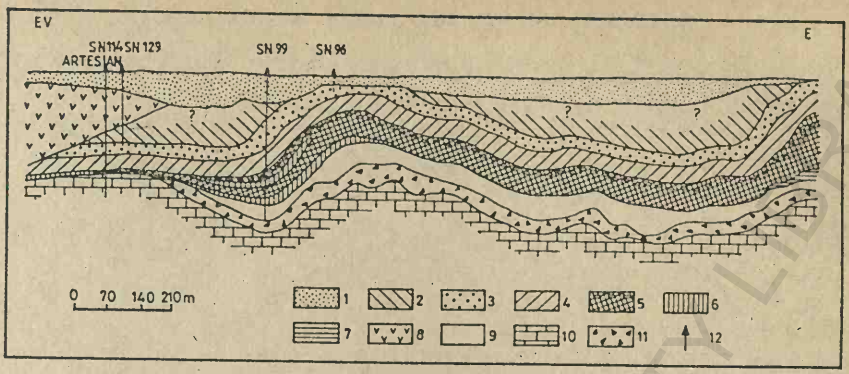

Fig. 4.68. Secțiune geologică prin zăcămîntul de fier Sishen, Africa de Sud ([318] cu modificări) :

1 — strate de Kalahari ; 2 — șisturi argiloase moi roșii ; 3 — cuarțite ; 4 — grupul șisturilor argiloase din bază ; 5 — minereu hematitic conglomeratic și laminat cu intercalații de șisturi argiloase ; 6 — șisturi argiloase bazale ; 7 — cherturi stratificate (șisturi silicifiate) ; 8 — lave Ongeluk ; 9 — roci cu fier stratificate ; 10 — dolomite ; 11 — brecii silicioase ; 12 — foraje.

Importante zăcăminte de fier, asociate formațiunilor precambriene (Kundenlungn) se cunosc în Zambia. Ele sînt asociate cu cuarțite stratificate și conglomerate brecioase. Corpurile de minereu (strate și lentile) au lungimi de sute de metri pînă la cîțiva kilometri ; grosimile variază de la metri la zeci de metri. Minereul este alcătuit preponderent din hematit, subordonat magnetit, apatit și baritină [34]. În această țară rezervele conturate depășesc probabil cîteva miliarde tone.

Sydvaranger, Norvegia. În nord-vestul Europei, zăcămintele de fier asociate formațiunii de fier stratificate, taconitelor și itabritelor sînt foarte numeroase. Ele reprezintă o importantă sursă de fier ; minereul conține peste 30% Fe. Vîrsta acestor zăcăminte este de cca 2 200 mil. a. Cel mai important district cu mineralizații de fier de tipul formațiuni stratificate este Sydvaranger din extremitatea nord-estică a Norvegiei [80]. Rezervele acestui district sînt de peste 200 mil. t minereu. Din zăcămintele acestui district se extrag peste 2 mil. t concentrat de magnetit. Formațiunea de fier stratificată (cuarțite stratificate de fier) are o lungime de peste 100 km, iar lățimea variază între 10—20 km. Ea se află situată într-o serie sedimentară cutată de vîrstă norvegosaamiană (2 500 mil. a.).

Zăcămîntul Murmansk din peninsula Kola, ca și unele zăcăminte similare din S.U.A. și Canada aparțin aceleiași formațiuni.

Principalul zăcămînt din Norvegia este Kirkenes. Aici, minereul se află într-o succesiune (Grupul Bjørnevan) alcătuită de la bază spre partea superioară din conglomerate, gnaise de Bjørnevan (cuarțite și arcoze cu intercalații de metavulcanite), cuarțite stratificate cu minereu de fier și gnaise biotit-amfibolice. Sedimentele cu fier sînt considerate că reprezintă acumulări de tip exhalativ-vulcanic. Ele prezintă o structură stratificată ; benzi de magnetit alternează cu benzi bogate în cuarț, fiecare din acestea avînd 5—10 m grosime. Benzile de cuarț sînt interpretate ca fiind de precipitație chimică. După opinia noastră, litostratigrafia Grupului de Bjørnevan sugerează formarea rocilor în stadiul avansat de rift intracontinental.

Mult mai puțin importante decît acumulările de vîrstă precambriană, zăcămintele de vîrstă mezozoică se cunosc în numeroase țări. Vîrsta acestora este, în general, triasică. Aceste zăcăminte, față de cele prezentate anterior, în unele cazuri par a fi asociate cu o activitate vulcanică. Două exemple au fost reținute pentru descriere : zăcămintele din Dinarizi și Iulia.

Zăcămintele din Dinarizi, Jugoslavia. În această țară zăcămintele de fier asociate riftogenezei de vîrstă Permian superior — Triasic apar frecvent în secvența vulcano-sedimentară triasică din Dinarizi [206]. Ele sînt de regulă situate în partea inferioară a secvenței vulcano-sedimentare și mult mai rar în nivelele superioare ale acesteia. În unele districte mineralizații de fier de tip sideritic apar ca facies lateral al formațiunii vulcano-sedimentare (FVS).

Mineralizații de hematit sînt frecvent întîlnite în FVS de vîrstă ladiniană. Corpurile de minereu alcătuiesc lentile masive și strate interstratificate cu cherturi. Ele sînt preponderent constituite din hematit ; subordonat mai apar oxizi de Mn, sulfuri (în special pirită) și baritină. Interstratificările ritmice de hematit și oxizi de Mn, șisturi argiloase, tufuri și cherturi sînt frecvent observate.

Zăcăminte de siderit, comparativ cu cele de hematit, apar mult mai rar, însă au rezerve mai mari (ex. zăcămîntul Vereš). Stratele de siderit prezintă treceri gradate către faciesuri oligomictice cu baritină, pirită diseminată, galenă, sfalerit și sporadic calcopirită. Principalele zăcăminte cu hematit sînt Kiser, Suplji Kuk și Bukva, iar de siderit Vereš și Brložine. Aceste zăcăminte s-au format în mai multe stadii asociate cu formarea faliilor de rift și cu activitatea hidrotermală de pe fundul mării triasice. Mineralele din minereu s-au depus alternativ în condiții instabile, iar formarea hematitului și sideritului a fost controlată de *Eh*-ul fundului mării și exhalațiile hidrotermale periodice de sulfuri și baritină.

Iulia, Dobrogea (România). Zăcămîntul Iulia este situat în special în calcarele formațiunii de Consul de vîrstă apathiană — partea superioară a Triasicului inferior (Baltreș, în [40]). Formațiunea amintită face parte din unitatea de Consul și este alcătuită din calcare, roci terigene, piroclastite și curgeri riolitice. După Baltreș, calcarele reprezintă acumulări de debrite și de turbidite proximale, iar vulcanitele acide s-au format în condiții submarine ; echivalentul distal al formațiunii de Consul este formațiunea de Somova cunoscută la nord de paralela Valea Teilor.

Mineralizația de la Iulia reprezintă acumulări lentiliforme, concordante cu calcarele formațiunii de Consul. Geneza mineralizației a fost diferit interpretată : hidrotermală [310] ; vulcanogen-sedimentară [320] ; exhalativă [192] ; skarne de infiltrație neafiliate genetic cu vulcanismul acid [431, 88, 40], pirometasomatic-hidrotermală [284] ; sedimentară generată de o sursă exhalativ-submarină (Baltreș în [40]).

Acumulările de minereu reprezintă șase grupuri de corpuri mineralizate, constituite, în general, dintr-un număr variabil de lentile (1 la 9) puternic aplatizate. Lentilele sînt orientate NV-SE, cad 40—70° spre SV și 50—70° spre NE și se afundă treptat spre SE. Dimensiunile corpurilor de minereu variază între 20 și 250 m lungime și 1 . . . 50 m grosime. Numeroase falii direcționale și transversale secționează structura mineralizată, minereul suferind brecifieri și laminări. Este de notat prezența (în

imediata apropiere a zăcămîntului) faliei Luncavița-Consul, care aduce în relații anormale (parțial de încălecare) șisturile cristaline precambriene (?) ale seriei de Boclugea (?) cu depozitele triasice-gazdă a mineralizațiilor. După Baltreș [40] această falie este mai tînără decît mineralizația. Tot după acest autor, mineralizațiile de fier±Cu de la Iulia s-au format într-o ambianță tectonică de bazin marginal, eventual de arc magmatic de margine continentală. Lentilele de minereu au o structură rubanată, determinată de alternanța unor benzi milimetrice și centimetrice de oxizi de fier cu altele de culoare verde constituite din silicați (granați, epidot, clorit), cuarț, calcit și dolomit. Benzile de silicați reprezintă skarne dispuse concordant cu stratificația și ritmicitatea litologică primară a calcarelor din formațiunea de Consul. Minereul este de tip masiv și diseminat ; primul tip predomină în benzile din skarne și este constituit în special din magnetit foarte fin granular și parțial martitizat. Spre contactul cu formațiunile cristaline în apropierea conglomeratelor și gresiilor triasice, corpurile de minereu, adesea puternic laminate și fisurate, sînt predominant constituite din hematit (specularit) fin și larg cristalizat ; subordonat apar magnetit (muschetovit) și sulfuri (pirită, calcopirită, bornit). Date recente [103] relevă creșterea spre adîncime a conținutului de cupru din minereu, media variind între 0,3—0,4%. În zăcămînt conținutul de fier variază în limite largi (10—50%).

În unitatea de Consul, la Malciu Florești și Eschibalic se cunosc mineralizații similare celei de la Iulia. Ele sînt de dimensiuni modeste.

O altă mineralizație de fier formată probabil în condiții de rift intracontinental este cea de la Delnița din Munții Bistriței. Mineralizația este situată în dolomitele triasice ale depozitelor sedimentare din cuvertura pînzei subbucovinice. Ea reprezintă lentile și corpuri neregulate alcătuite din siderit, hematit, limonit, pirită, cuarț, dolomit, clorit.

4.6.12. ZĂCĂMINTE DE FLUORINĂ ȘI BARITINĂ ± SULFURI

Riftul est-african, grabenul Rinului, riftul Baikal și unele rifturi din America de Nord și din regiunea Prebaikal cuprind numeroase iviri mineralizate cu fluorină și baritină±sulfuri. Unele dintre acestea reprezintă acumulări de interes economic [283]. Mineralizațiile sînt asociate genetic cu rocile alcaline și carbonatitele generate în timpul riftogenezei.

În America de Nord, între Mexic, șanțul Rocky Mountain și Alaska, zăcămintele de fluorină se înscriu în special în zonele de rift și de-a lungul aliniamentelor tectonice. Ele au rezultat probabil din mixtarea apei meteorice cu cea hidrotermală de origine magmatică. După van Alstine (1976, în [283]) există o legătură genetică între riftogeneza acestui continent și ascensiunea fluorului din partea inferioară a crustei sau superioară a mantalei.

Zăcămintele de Pb—Zn—F—Ba din regiunea Prebaikal sînt asociate cu roci terigen-carbonatice situate în depresiunile pericratonice ripheene de la marginea Platformei Siberiene [406]. Modelul de formare a soluțiilor mineralizante este de tip singenetic-epigenetic. Un rol important în stadiul timpuriu al proceselor de mineralizare l-au avut factorii litologic-stratigrafic și paleotectonic. Mineralizațiile sînt situate într-un interval stratigrafic limitat, corespunzător transgresiunii marine în bazine

de tip grabene. Aceste mineralizații, într-o fază ulterioară, corespunzătoare metamorfismului hidrotermal și regional, au suferit procese de remobilizare și redistribuire a materiei minerale. Două tipuri de soluții au contribuit la formarea mineralizațiilor : soluții cu temperaturi mai ridicate (200—250°C), concentrații scăzute de sare și cu K > Na și soluții (sărături marine) cu temperaturi mai scăzute (140—160°C), bogate în hidrocarburi și SH_2 și cu Na > K.

În condiții de rift intracontinental s-au format zăcămintele de Pb—Zn—F—Ba din calcarele carbonifere și dolomitele triasice din Peninii englezi [199], zăcămintele de baritină de tip stratabound din șisturile argiloase de Stanley (Carbonifer inferior) din munții Ouachita, Arkansas, S.U.A. [457] și de Ba și Ba—Pb—Zn din turbiditele terigene calcaroase spathiene din Dobrogea de nord [434, 40], ca și zăcămintele filoniene, lentiliforme etc. de mercur (Idria) din Triasicul Dinarizilor [206].

4.6.13. ZĂCĂMINTE DE EVAPORITE, MAGNEZIT ȘI FOSFAȚI

Rifturile intracontinentale cuprind un număr important de zăcăminte de evaporite. Aceste acumulări, ca și cele de Cu, Pb, Zn, U etc., s-au format sigur sincron (singenetic) cu sedimentarea rocilor-gazdă.

În Europa, principalele zăcăminte de evaporite sînt asociate cu secvența Zechsteinului. Ele alcătuiesc binecunoscutele acumulări de sare și de săruri de potasiu din Polonia, Germania, Franța, Anglia etc. În acest areal formarea evaporitelor începe cu transgresiunea marină de deasupra Rotliegend-ului. Secvența cu evaporite a Zechsteinului prezintă aspecte de tranziție de la sedimente clastice de margine de bazin, prin bancuri de roci carbonatice și evaporite de șelf, la săruri groase în centrul bazinului.

Zăcăminte recente de săruri de Na și K, de magnezit și fosfați se cunosc în riftul est-african. Aici evaporitele și sărăturile lacustre din lacurile Nagadi și Natron (Kenya) cuprind rezerve uriașe de carbonat de Na, cloruri și fluoruri. În 1981, din lacul Nagadi se extrăgeau peste 100 000 t de carbonat de sodiu anhidru și 15 000 t de sare ; ca subprodus se valorifică și fluorura de sodiu (villiaumit) [283]. Aceste materii prime minerale apar ca strate cu grosimi > 20 m, intercalate cu argile și carnalit. Ritmul depunerilor de săruri, carbonați etc. în lac este de 7,5 mm/an (Heinrich, 1966, în [283]). Produsele menționate provin probabil din alterarea vulcanitelor alcaline. Ca exemple se menționează (Haris, 1961, în [283]) predominarea carbonaților de sodiu în carbonatitele anhidre din tufurile și lavele de la Oldoinyo Lengai aproape de lacul Natron și prezența bentonitelor bogate în Mg de la Gelai (Lacul Natron) și a zăcămintelor de magnezit din apropierea acestora. Tot ca sursă a unor asemenea acumulări sînt izvoarele fierbinți cu depuneri de săruri de sodiu existente în lacurile Magadi și Natron, ca și izvoarele de gheizere care au emis săruri de sodiu în aceste lacuri.

Acumulări de fosforite în zona riftului est-african se cunosc în lacul Manyara, la Minjingu (sud de lacul Natron). Ele sînt ușor radioactive și provin fie din depozitele de guano ale fostelor insule, fie din carbonatitele ventului Oldoinyo Dili.

5. ZĂCĂMINTE ASOCIATE LIMITELOR DE CONVERGENȚĂ A BLOCURILOR

În această parte a lucrării vom prezenta principalele cadre tectonice și mineralizațiile asociate, situate în arii de convergență a blocurilor, sub care fundul oceanic este consumat de-a lungul zonei seismice Benioff. După Mitchell și Garson [283], aceste cadre tectonice reprezintă : 1) șanțuri submarine și arcuri externe în care consumul fundului oceanic este în special legat de procese tectonice ; 2) arcuri magmatice unde formarea magmei este rezultatul direct al coborîrii litosferei oceanice ; 3) albii de arc extern unde subsidența și sedimentarea sînt asociate cu subducția ; 4) centuri magmatice de back-arc și zone de încălecare formate în timpul subducției situate la sute de kilometri în interiorul arcurilor magmatice marginale continentale și bazinele sedimentare asociate acestora ; 5) bazine marginale și albii interarc situate în spatele sistemelor arcurilor insulare oceanice formate ca urmare a expansiunii back-arcurilor crustei de tip oceanic, indirect legate de zona Benioff. Sawkins [361] restrînge ariile de subducție și metalogeneză asociată la trei cadre tectonice : 1) arcuri principale ; 2) părți interne ale arcurilor principale ; 3) rifturi asociate arcurilor.

Cadrul tectonic. Cauzele proceselor de subducție nu sînt suficient cunoscute. În explicarea acestui proces se invocă mișcările gravitaționale manifestate departe de expansiunea ridge-urilor oceanice, afundarea litosferei dense și reci, deplasările datorate celulelor de convecție în mantaua de dedesubt și așa-numitul proces de scurgere a litosferei (Shoemaker, 1978, în [283].

Datele referitoare la procesele de subducție actuale arată că acestea încep la limita dintre crusta oceanică și crusta continentală. Uneori subducția se realizează și între două cruste oceanice, dintre care cea de pe uscat este evident mai veche. Subducția continuată conduce fie la coliziune, fie la schimbarea mișcării blocului, rezultînd o falie transformată [283]. Spre exemplu, cu toată convergența existentă între continentul asiatic și placa pacifică, mișcarea oblică în Terțiar a Asiei față de sistemul de subducție vest-pacific, probabil că a fost și este responsabilă de geodinamica sistemului șanț-arc-bazin back-arc, respectiv de stopare a proceselor de subducție și de formare a bazinelor marginale.

Diversele fenomene geologice și geofizice caracteristice zonelor de subducție (bazine de extensie retroarc, arcuri vulcanice, seismicitatea, etc.) sînt dificil de explicat în termenii unui singur model pentru coborîrea plăcilor litosferei oceanice reci. Studiile diferitelor zone de subducție au condus la recunoașterea a două moduri fundamental diferite de control al cuplului mecanic de coborîre și ridicare a blocurilor. Descifrarea func-

ționării acestui cuplu a permis recunoașterea în special a două tipuri de subducție : Chilian și Mariane [423]. Subducția de tip Chilian se realizează în condiții de stress înalt. Ea este caracteristică arcurilor continentale. Arcurile insulare cu bazine retroarc de extensie active sînt tipice subducției de stress scăzut de tip Mariane. Deosebind aceste două tipuri de subducție, alte fenomene asociate tripletei șanț—arc—sisteme retroarc pot fi explicate : de exemplu, distribuția stressului regional, mișcările verticale, scurgerile de căldură, mineralizația, sediment/subducție/acumulare, acumularea crustei/eroziune și coliziune.

După Uyeda [423], factorii posibili de control ai cuplului mecanic coborîre-ridicare de blocuri sînt diferența dintre natura (în special densitatea) blocului subdus și mișcarea blocului ridicat relativ cu poziția liniei șanțului. Pentru blocul subdus determinante sînt vîrsta și „continentalizarea", în timp ce pentru blocul ridicat contează mișcarea absolută, dacă linia șanțului este staționară. De reținut că linia șanțului poate fi mișcată de curgerea astenosferei, iar deplasarea blocului subdus și a șanțului spre blocul ridicat determină extensia și închiderea bazinelor retroarc.

Metalogeneza. Înainte de prezentarea metalogenezei reamintim că începutul subducției coincide cu stadiul de fliș al geosinclinalului [9], iar continuarea acesteia, ridicarea și mișcarea spre ocean a pînzelor de fliș au loc în arcul extern ; în paralel, succesiunea de șelf miogeosinclinal instalată pe partea opusă a oceanului începe să se apropie de zona de subducție.

De asemenea, este important de reținut că tipul de magmă și de mineralizație în arcurile magmatice sînt controlate în special de poziția și orientarea acestora spre est sau vest (fig. 5.1), iar procesele din arcurile externe sînt în general independente de poziția și direcția de mișcare a arcului [283].

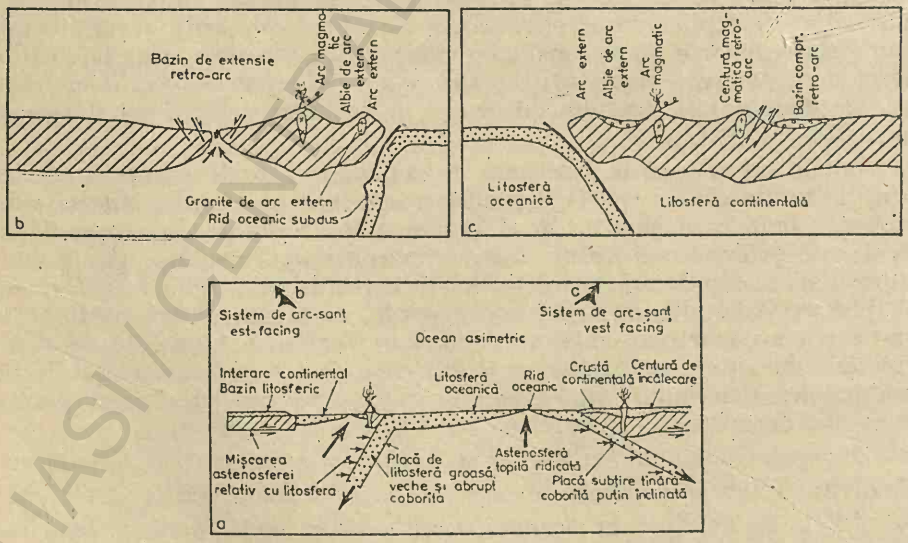

Fig. 5.1. Legătura dintre adîncimea zonei Benioff, bazinele retro-arc și centurile de încălecare-cutare retro-arc și mișcarea relativă a litosferei-astenosferei (a) și secțiuni prin margini continentale tip east-facing (b) și west-facing (c) ([283] cu modificări).

Zonele de subducție concentrează în arcurile magmatice și în centurile magmatice retroarc importante zăcăminte de natură epigenetică și singenetică ; mai puțin importante par a fi zăcămintele situate în șanțuri, arcuri externe și bazine marginale.

5.1. ZĂCĂMINTE ASOCIATE ȘANȚURILOR SUBMARINE ȘI ARCURILOR EXTERNE

Mitchell și Garson [283] prezintă șanțurile submarine ca reprezentînd arii care bordează arcurile de vulcani activi, situate pe margini de continent, sau arcurile insulare din oceane. Relieful șanțurilor submarine este abrupt către continent și ușor înclinat spre ocean. Părțile centrale ale șanțurilor submarine se caracterizează prin anomalii negative, iar zonele Benioff se extind peste 700 km în adîncime.

Lungimea totală a șanțurilor submarine este de peste 50 000 km. Cele mai extinse șanțuri submarine se cunosc în estul și vestul Oceanului Pacific. Aici, ele sînt umplute cu sedimente în principal pelagice și hemipelagice de vîrstă mezozoic-cuaternară, mai groase în primul caz ($> 2\,000$ m) și subțiri în al doilea caz (< 500 m). Multe șanțuri submarine cuprind ridge-uri submarine sau subaeriene cu lățimi adesea de peste 100 km, separate de arcurile vulcanice prin depresiuni retroarc (outer arc trough). Aceste ridge-uri, în cazul arcului Sunda, reprezintă arcurile externe ale lui Bemmelen (1949, în [283]) și Hamilton (1973, în [283]) ; în toate celelalte sisteme de arc ele sînt denumite șanțuri cu pantă ruptă [283], iar în arcurile externe se numesc arcuri din față (fore-arc) (Dickinson, 1976, în [283]). Arcurile externe se caracterizează prin flux de căldură invariabil scăzut și prin anomalii gravimetrice negative.

Arcurile externe cuprind în special sedimente de fliș, frecvent deformate ; în unele cazuri (Complexul Franciscan, California, Indoburman Ranges, Birmania etc.) ele cuprind spre uscat complexe tectonice alcătuite din roci bazice și ultrabazice și metamorfice, iar spre mare sînt alcătuite din fliș și în volume neînsemnate roci eruptive mai tinere. Frecvent sedimentele arcurilor externe alcătuiesc un melanj tectonic sau sînt reprezentate de turbidite și argilite, în baza acestora fiind pillow-lava și depozite pelagice. De reținut faptul că formațiunile arcurilor externe sînt supuse unor importante procese tectonice. Ele cuprind blocuri și olistostrome inclusiv de ofiolite, incorporate în arcurile externe, prin procese de încălecare. De asemenea, este important de subliniat că rocile bazaltice din centurile interioare ale arcurilor externe arată caractere de fund oceanic sau de tholeiite de arc insular, în timp ce rocile ultrabazice prezintă caractere care susțin proveniența lor din mantaua superioară oceanică. Aceste observații sugerează că rocile bazice și ultrabazice reprezintă bucăți de litosferă oceanică amplasate sau obduse în timpul subducției fundului oceanic.

Arcurile externe vechi se recunosc prin prezența centurilor de încălecare alcătuite din secvențe groase de sedimente pelagice și turbiditice, puțin bogate în fosile și ușor cutate, cu olistostrome ; rocile ofiolitice sînt de asemenea prezente. Spre arcul magmatic succesiunea de

sedimente poate fi încălecată de roci ofiolitice și metamorfice fragmentate și de depozite sedimentare, altele decît cele de fliș [283]. Secvențele adînci ale arcurilor externe cuprind șisturi cu glaucofan, jadeit și nefrit, serpentinite și metamelanj. Spre deosebire de arcurile externe vechi, cele actuale pot avea intruziuni de granite și gabbrouri probabil formate în timpul subducției prin joncțiune triplă șanț—ridge—șanț (sud — Alaska, vest — Sumatra) sau șanț—șanț—șanț (sud-vest Japonia).

Șanțurile submarine și centurile de fliș din arcurile externe, cu mici excepții, sînt recunoscute ca lipsite de ocurențe minerale. Excepțiile se referă în special la prezența tectonică a rocilor ofiolitice sau a unor blocuri cu asemenea roci în olistostrome sau de șisturi negre cu care se asociază mineralizații de Cr și de pirită±Cu de tip Cipru, respectiv Cu, V, U etc.

Prezența granitelor în arcurile externe sugerează posibila asociere cu unele granite anterior considerate ca făcînd parte din arcuri magmatice a unor mineralizații de Sn, W (SV — Japonia) și de U și Cu (Uplands, Scoția). De asemenea, arcurile externe mai cuprind mineralizații modeste de Hg (Complexul Franciscan, California) și de Sb (Pakistan) [283].

5.1.1. ZĂCĂMINTE DE CROMITE PODIFORME

Arcul extern din Birmania reprezintă continuarea nordică a arcului extern Sunda. El cuprinde zăcăminte de cromite podiforme de tip stratabound situate în dunite±serpentinizate [283]. Aceste roci sînt considerate ca provenite din mantaua superioară a fundului oceanic. Ele alcătuiesc un corp cu aspect de strate de 2 km grosime care încalecă o secvență de vîrstă triasic superioară, alcătuită din pillow-lave, turbidite parțial metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, șisturi cuarț-micacee și amfibolite. Această secvență este acoperită discordant de calcare cu silluri de serpentinite de vîrstă albiană. În continuare, centura vestică a arcului extern cuprinde în partea sa nordică o succesiune de cca 10 km grosime alcătuită din olistostrome cu intercalații de calcare micritice, argilite și turbidite, de vîrstă campaniană, acoperite de gresii eocene.

Stratele de roci ultrabazice ca și de pillow-lava sînt considerate ca alipite tectonic în partea de vest a Birmaniei, ca urmare a subducției spre est în Mezozoicul inferior și încălecării în Terțiar a centurii estice peste centura vestică a arcului extern.

Acumulările de cromit au dezvoltări modeste. Ele apar în centura estică, alcătuiesc corpuri lenticulare și sînt situate în dunite serpentinizate din masa harzburgitelor.

5.1.2. ZĂCĂMINTE DE PIRITĂ ± Cu DE TIP CIPRU

Zăcămintele de tip Cipru au fost prezentate ca fiind formate în mediu oceanic. În Cipru, ca și în multe alte regiuni unde sînt cunoscute, inclusiv la Baia de Aramă (România), asemenea acumulări sînt probabil situate tectonic în arcuri externe.

După Bortolotti et al. [66] masivul Troodos din Cipru reprezintă un arc extern alipit la nord unei albii de arc extern, alcătuit dintr-o secvență groasă de 3 km, cu roci de vîrstă cretacic superior — miocenă (Cîmpia

Mesaoria). Alipirea menționată s-a realizat prin subducția spre nord a fundului oceanic. Structurile de serpentinite, ca și olistostromele din partea de sud a Masivului Troodos, sînt interpretate ca reprezentînd sedimentele șanțului, ulterior acumulate în arcul extern și imbricate ca piese tectonice în rocile marginii continentale mezozoice (complexul Mamonia) din sud-vestul Ciprului [283].

5.1.3. MINERALIZAȚII DE Sn(W), U ȘI Cu ASOCIATE GRANITELOR DIN ARCURILE EXTERNE

Unele masive granitice din arcurile externe sînt prezentate ca avînd mineralizații de Sn±W (SV Japonia) și de U și Cu (Sud Uplands, Scoția) [283].

Sud-Vest Japonia. Intruziunile granitice de vîrstă terțiară din centura Shimanto, Japonia de SV, cuprind mineralizații de Sn și W. Aceste intruziuni străbat o stivă de sedimente de tip fliș de vîrstă triasic mediu-terțiară medie cu grosimi de peste 15 km (Oba, 1977, în [283]). Sedimentele sînt slab metamorfozate termic și regional și cuprind corpuri de roci bazice și ultrabazice.

Plutonii terțiari au compoziție granit-granodiorit-adamelitică ; rocile constituente arată conținuturi ușor ridicate ale raportului K_2O/Na_2O și foarte ridicate de FeO, iar concentrațiile de magnetit sînt relativ mai mici comparativ cu rocile plutonilor arcului vulcanic din centura „tufurilor verzi".

Mineralizații de Sn și W apar atît în granite turmalinizate, cît și în filoane de cuarț cu casiterit și wolframit și în corpuri de skarne (Oba, Miyahisa, 1977, în [283]). Se crede că magma granitică terțiară purtătoare de mineralizații a rezultat din topirea parțială a metasedimentelor și a rocilor crustei oceanice de deasupra mantalei superioare și că atît această magmă, cît și intercalațiile de Sn±W au rezultat din cristalizarea fracționată a unei magme inițial mai bazice.

Uplands, Marea Britanie. În partea de sud a regiunii Uplands din Scoția sedimentele flișoide de vîrstă ordovician superior-siluriană sînt interpretate ca reprezentînd depozite de mare adîncă, amplasate tectonic în timpul subducției spre nord-vestul fundului oceanic (Leggett et al., 1980, în [283]). Depozitele menționate sînt străbătute de plutoni granitici de vîrstă devonian inferioară cu care se asociază genetic și spațial mineralizații de U și Cu [126].

Principalele iviri cu mineralizații de U apar în plutonul granitic de Loch Doon, alcătuit din diorite, monzodiorite și monzonite, în care adesea U $>$ 12 g/t și în plutonul granodioritic Criffel, unde se cunosc filoane și zone de zdrobire cu pehblendă, calcopirită, Bi și hematit în gangă de cuarț, dolomit, calcit și baritină. Distribuția mineralizațiilor de uraniu în jurul plutonului Criffel este controlată de aureola cu corneene.

Mineralizațiile de cupru asociate intruziunilor granitice situate în arcul extern din sudul regiunii Uplands (Black Stockarton Moor) sînt de tip porfiric. Ele cuprind cantități reduse de Mo și se asociază cu zone alterate propilitic și sericitic din centrul unor sheet-uri și dyke-uri granodioritice de vîrstă post-siluriană.

Mitchell și Garson [283] susțin prezența în arcuri externe a unor mineralizații de Au, Hg și Sb. Ca exemple se menționează : 1) filoanele de cuarț aurifer situate în flișul terțiar al arcului extern din Taiwan ; 2) mineralizațiile de mercur, de vîrstă pliocen-cuaternară situate în serpentinitele cu magnezit din flișul mezozoic al regiunii Coast Ranges (New Almaden), California, în rocile ordoviciene din Newfoundland și paleozoic inferioare din regiunea Gornîi Altai (Tian-Shan), precum și în succesiunea cretacică din insula Sahalin (Kuznețov, 1977) ; 3) filoanele de cuarț-stibină asociată faliei Chaman și altor zone de falie ce afectează flișul terțiar mediu din Pakistan (Sillitoe, 1978, în [283]). Este de presupus că numeroase alte arcuri externe cuprind mineralizații similare celor menționate, inclusiv de Pb, Zn, Cu, precum și zăcăminte de hidrocarburi, sursa metalelor și hidrocarburilor fiind sedimentele de fliș care cuprind fluide sub presiune ridicată. După coliziunea vorlandului, aceste fluide migrează spre partea superioară a secvențelor, unde se pot concentra sub formă de iviri naturale și zăcăminte.

5.2. ZĂCĂMINTE ASOCIATE ARCURILOR MAGMATICE PRINCIPALE

Arcurile principale reprezintă arii relativ înguste, caracterizate printr-o activitate magmatică intrusiv-efuzivă situată deasupra unor zone de subducție [361]. Planul Benioff al acestor zone prezintă înclinări accentuate pînă la intermediare [361].

Arcurile principale se împart în arcuri vulcanice active și arcuri vulcanice inactive. Primele reprezintă zone cu seismicitate ridicată, recunoscute prin concentrarea vulcanilor în centuri cu lungimi de mii de kilometri și lățimi uneori de peste 100 km. Cel mai impunător arc vulcanic activ este cel circumpacific. El cuprinde sistemele de arcuri Aleutine, Pacificul de vest, Andin, etc. În arcurile active, zona Benioff se află la 100—250 km sub vulcanii activi. Arcurile vulcanice inactive alcătuiesc centuri cu grade diferite de erodare, formate predominant din batholite de compoziție granodiorit-dioritică, de vîrste diferite, dispuse subparalel (Alaska) sau suprapuse (Anzi). Rocile din jurul batholitelor au suferit un metamorfism de presiune joasă — temperatură ridicată de tip Abukuma.

Arcurile principale mai pot fi împărțite în arcuri marginale continentale situate pe dar și în apropierea marginilor continentale și arcuri insulare oceanice amplasate în dar și în apropiere de marginile oceanelor.

Arcurile marginale continentale au mai fost numite arcuri de tip Andean sau cordilleran, ambele denumiri fiind neadecvate (Mitchell, Garson, 1981). Datorită procesului de subducție, crusta de sub arcurile continentale este puternic tensionată, fapt ce favorizează apariția riftu-rilor paralele sau oblice la arc.

Magmatitele arcurilor marginale continentale au caracter calco-alcalin. Ele sînt reprezentate prin termeni acizi-intermediari și numai foarte rar bazici. Stratovulcanii ca și vulcanii cu anatomie complexă, alcătuiți fie din lave și piroclastite andezitice, fie riolitice, sau din produsele am-

belor tipuri de roci, caracterizează ariile arcurilor marginale continentale. Sedimentele unor asemenea arii au caracter fluviatil și polimictic. Ele sînt adesea interstratificate cu ignimbrite. Fundamentul acestor arii este constituit din roci metamorfice și din sedimente de cuvertură mai vechi decît vulcanitele. De reținut că numeroși plutoni predominant constituiți din tonalite și granodiorite, mai puțin diorite și granite, străbat fundamentul, depozitele de cuvertură și uneori suprastructura edificiilor vulcanice.

Arcurile insulare oceanice sînt separate de continent prin bazine marginale cu crustă oceanică. Ele au o crustă oceanică subțire, iar rocile vulcanice generate într-un asemenea cadru sînt reprezentate de andezite, uneori bazalte și dacite. Faciesurile predominante pentru vulcanitele de arc insular sînt de pillow-lava bazaltice (tholeiite) și de lave brecioase andezitice sărace în K_2O. În apropierea vulcanilor, rocile menționate sînt interstratificate cu lahar ; ceva mai departe apar calcare recifale, depozite lagunare și conglomerate, ultimele rezultate din distrugerea centrelor eruptive ridicate deasupra nivelului mării. Dintre arcurile insulare oceanice mai bine cunoscute le menționăm pe cele din vestul Pacificului și Indonezia, din Scoția și Caraibe, Japonia, Noua Zeelandă.

Prin coliziune continent-arc, arcurile magmatice vechi sînt alipite continentelor. Asemenea arcuri alipite se recunosc prin : predominarea rocilor intruzive față de cele vulcanice și prin litologia formațiunilor. Dintre arcurile insulare vechi cunoscute menționăm : arcul insular de vîrstă cretacic inferioară cunoscut sub numele de „zona Zaza" din Cuba centrală, arcurile magmatice de margine continentală de vîrstă eocenă din Rodope și miocenă din Taiwan [283], arcul insular magmatic de vîrstă callovian-neocomiană din Munții Apuseni de sud (Cioflica et al., 1981), arcurile magmatice de vîrstă terțiară din Munții Apuseni de sud și Carpații Orientali [88] ; arcurile de margini continentale de vîrstă silurian-devoniană inferioară ale anticlinalului Sidlaw din Scoția, succesiunea ordoviciană din Newfoundland, Canada etc.

Arcurile magmatice marginale și de tip arc insular alcătuiesc, în accepțiunea lui Sawkins [361], arcuri principale.

În arcurile magmatice principale procesele metalogenetice s-au manifestat cu intensitate deosebită ; în nici un alt cadru tectonic nu a fost atinsă o asemenea intensitate. Datorită acestui fapt, ariile corespunzătoare arcurilor principale concentrează cele mai importante zăcăminte de tip porphyry Cu—Au și Cu—Mo, precum și însemnate rezerve de minereu polimetalic de origine exhalativ-sedimentară și hidrotermală. De asemenea, sînt importante și rezervele zăcămintelor de Au, Ag, Sn, W. Formarea acestor zăcăminte arată o asociere strînsă de tip spațiu-timp cu magmatismul calco-alcalin.

5.2.1. ZĂCĂMINTE DE TIP PORPHYRY COPPER

Zăcămintele de tip porphyry copper reprezintă acumulări mari de minereu cu conținut de cupru scăzut, situate în intruziuni cu caracter porfiric și/sau în rocile-gazdă. Rezervele unor asemenea zăcăminte variază între 10 mil. și 5 miliarde (în general între 50 și 500 mil. t) tone cu un conținut mediu al minereului hipogen de 0,25—2% Cu. Zăcămintele porphyry copper cuprind, de regulă, conținuturi scăzute de Au și

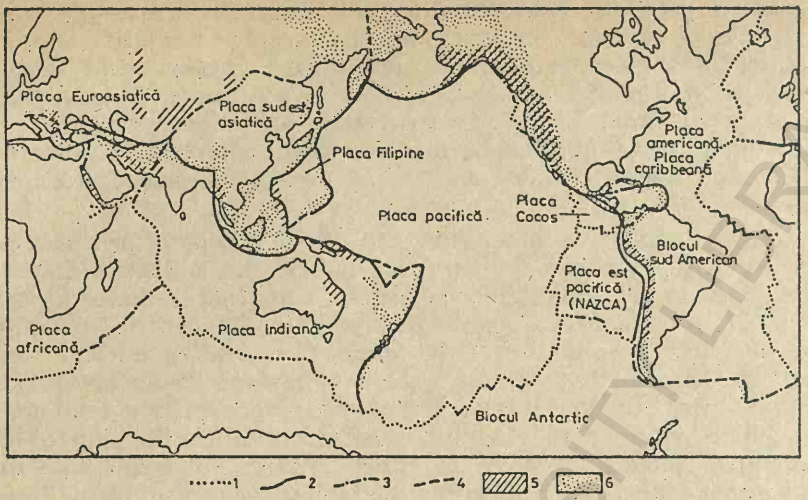

Fig. 5.2. Principalele regiuni cu zăcăminte de tip porphyry Cu-Mo din lume [373]:

1 — margini de acreţiune a blocurilor; 2 — margini de consum ale blocurilor; 3 — falii transformante active; 4 — margini de blocuri cu limite nedeterminate; 5 — regiuni cu zăcăminte porphyry Cu-Mo; 6 — centuri montane mezocainozoice.

Mo. Ele se asociază în special cu roci calco-alcaline predominant de compoziţie granodiorit-dioritică-cuarţ-monzonitică sau adamelitică, situate în arcuri magmatice formate deasupra actualelor sau fostelor zone de subducţie (fig. 5.2).

Un zăcămînt tipic porphyry copper reprezintă un stockwork de formă cilindrică; la suprafaţă corpul are contur uşor alungit (eliptic), adesea cu o anvelopă alcătuită din roci mediu echigranulare. Partea centrală a stockworkului este porfirică, arătînd o perioadă rapidă de răcire şi o masă cu structura fin granulară.

În general s-a constatat că zăcămintele porphyry copper caracterizează sistemele de arcuri compresionale şi par a lipsi din arcurile extensionale. De aceea, arcurile vulcano-plutonice de pe marginea vestică a Americii de Sud şi Nord cuprind numeroase zăcăminte de tip porphyry copper în timp ce sistemele de arcuri care au suferit procese de extensie retroarc (Japonia) par a fi lipsite de asemenea zăcăminte [378].

Intensitatea proceselor metalogenetice generatoare de zăcăminte de tip porphyry copper în zona circumpacifică a cunoscut două etape: una cuprinsă între 74 şi 48 mil. a. în Cordillera nord-americană şi alta în vestul Pacificului de vîrstă miocen-pliocenă. În Arizona, intensitatea mai ridicată a proceselor metalogenetice terţiare comparativ cu cele laramice este pusă pe seama modificării subducţiei de la oblică la normală a plăcii Farallon sub partea de SV a Americii de Nord.

Referitor la magmatitele asociate mineralizaţiilor porphyry copper s-a constatat că în cadrul arcurilor insulare predomină diorite cuarţifere calco-alcaline cu hornblendă şi biotit sau cu hornblendă, în timp ce în marginile continentale sînt caracteristice granodiorite alcaline şi cuarţ-

monzonite (Burnham, 1981, în [361]). Sistemele intruzive generatoare de mineralizații porphyry copper s-au format multistadial, iar rocile rezultate cuprind variate tipuri structurale ale unui singur centru de înrădăcinare.

Remarcăm că mineralizațiile aparțin unui singur tip petrografic din sistemul intruziv. De asemenea, este important de menționat că în structurile subvulcanice andezitice-dacitice sistemele porphyry copper se află asociate cu intruziunile subvulcanice, în special cu părțile apicale ale acestora.

Există opinia că tipurile de alterare ca și prezența Au și Mo în sistemele porphyry copper sînt dependente de cadrul tectonic de formare a acumulărilor : în arcuri insulare Au însoțește Cu iar în arcuri marginale Mo se asociază cu Cu [219]. Se cunosc însă și numeroase excepții de la această regulă, de exemplu prezența Mo în mineralizațiile porphyry copper din Filipine și preferința concentrării în zăcămintele similare din Canada a Ag cu intruziunile alcaline și a Au în vulcanite, comparativ cu plutoni. Kudrin et al. [244] susțin dependența directă a cantității de Cu și Mo din zăcămintele porphyry copper (Mo) de intensitatea alterațiilor hidrotermal-metasomatice ; Mo este asociat în special cu faciesul cuarț-feldspat, iar Cu cu faciesurile cuarț-sericit și parțial cu asociația pirofilit, beresit, cuarț.

Sursa cuprului și a rocilor-gazdă, luînd în considerare raporturile stronțiului inițial, care variază între 0,703 și 0,709 (Titley, Beane, 1981, în [361]), pare a fi mantaua. Mulți cercetători americani interpretează plutonii porfirici ca diapiri intruși în roci relativ reci, iar cuprul zăcămintelor provine din rocile-gazdă, extragerea făcîndu-se prin celule hidrotermale convective [182]. Alți specialiști interpretează intruziunile sistemelor porfirice ca stockuri și dyke-uri în batholite și deasupra batholitelor. Batholitele fisurate în timpul solidificării magmelor generează soluțiile metasomatice mineralizante. După Damon [108], batholitele sînt cuplate cu cupolele plutonilor porfirici, iar aceștia cu stratovulcanii. Fiecare stratovulcan servește ca un orificiu spre care, datorită gradientului de presiune, sînt pompate la presiune scăzută soluțiile hidrotermale convective. În această idee, soluțiile hidrotermale transportă metalele din batholit spre înrădăcinările hipoabisice ale vulcanilor, unde metalele sînt distribuite și precipitate în diferite forme observate în sistemele porfirice (stockworkuri, filoane, etc.).

În zăcămintele porphyry copper între tipurile de alterări hipogene și mineralizație s-au observat în general următoarele relații [263, 184, 433, 67, 63, 41, 31] (fig. 5.3, 5.4) : părțile centrale mai adînci ale zăcămintelor porphyry copper cuprind diseminări sau o rețea deasă de fisuri mineralizate. În această zonă raportul Cu : Fe prezintă valori ridicate, iar rocile-gazdă sînt alterate potasic (cuarț-ortoclaz-biotit ; ortoclaz-biotit-clorit±sericit-anhidrit). De subliniat că în adîncime partea cea mai internă a zonei alterate potasic este sterilă ; zonele mai profunde ale zăcămintelor porphyry copper cuprind magnetit, actinolit, albit, epidot, clorit±anhidrit ; la exteriorul și spre partea superioară a zonei potasice se situează zona filică (cuarț-sericit-pirită±clorit, illit, rutil±pirofilit, anhidrit) foarte bogată în diseminări și fisuri de pirită ; alterația propilitică (clorit-epidot-carbonați±minerale argiloase, anhidrit, gips) cuprinde pirită±calcopirită-magnetit și se situează la exteriorul zonei filice ; zona

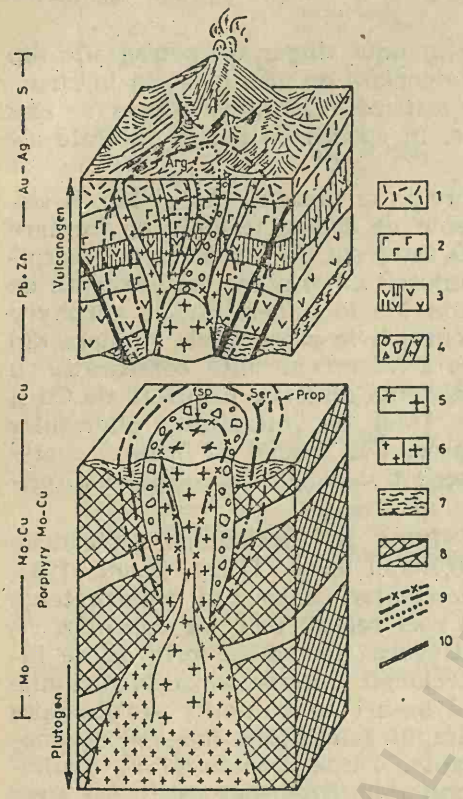

Fig. 5.3. Model de formare a zăcămintelor de tip porphyry copper ([315] cu modificări) :

1—3 — roci vulcanice : 1 — liparite ; 2 — bazalte ; 3 — andezite ; 4 a —brecii ; b — dyke-uri ; 5 — porfire granodioritice ; 6 — granodiorite : a — fin şi b — mediu granulare ; 7 — şisturi cristaline ; 8 — a — gnaise ; b — diabaze ; 9 — zone de alterare : Arg. — argilizare ; Ser. — sericitizare ; Prop. — propilitizare ; fsp. — feldspatizare ; 10 — fracturi.

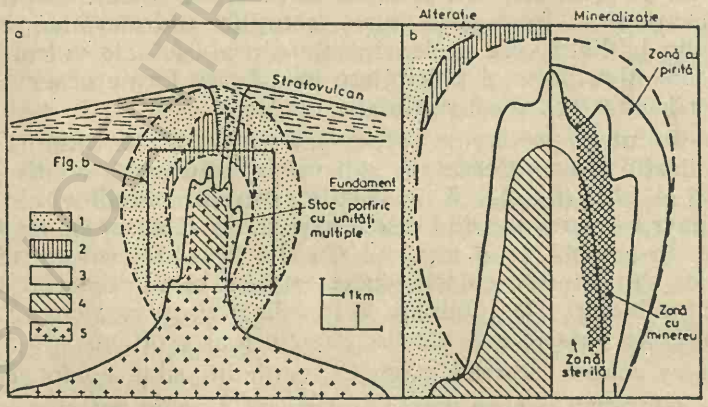

Fig .5.4. Model generalizat privind formarea zăcămintelor porphyry copper în structuri subvulcanice (a) ([373] cu modificări) : şi relaţiile dintre alteraţie şi mineralizaţie (b) [22].

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

argilică (cuarț-caolinit-montmorillonit-clorit±gips) domină părțile superioare ale zăcămintelor. Ea este tipică pentru sistemele porphyry situate în stratovulcani și cuprinde mineralizații polimetalice±Au—Ag și/sau auro-argentifere, filoniene, de impregnare și sub formă de brecii.

Incluziunile fluide prezente în zăcămintele porphyry copper s-au format într-un interval larg de temperatură (> 700 — < 200°C) și variații de salinitate. Temperatura și salinitatea acestor incluziuni descresc de la centrul sistemului porfiric — zona potasică (700—400°C și > 60% cloruri alcaline) spre periferia acestuia (< 400°C, < 20% cloruri alcaline); în paralel are loc introducerea și variația în sistem a fO_2, pH și fH_2S. După Kudrin et al. [244] minereul de Mo în zăcămintele porfirice de Cu—Mo s-a format între 470 și 300°C, iar cel de Cu între 320 și 200°C. Tot după acești autori principalii constituenți ai soluțiilor mineralizatoare au fost clorurile metalelor alcaline, CO_2 și H_2S. În timpul depunerii minereului, conținuturile H_2S au variat între 10^{-2} și 10^{-3} mol/1 kg H_2O. Studiile experimentale efectuate sugerează că principalele forme de transport al Mo și Cu în soluții au fost: 1) complexe de cloruri alcaline-hidroxil ale Mo (VI) și probabil Mo (IV), de tipul $HMoO_4(Na, K)Cl^-$, $HMoO_3(Na, K)Cl^-$ și mai puțin $HMoO_4^-$ și H_2MoO_4, soluțiile fiind ușor acide și/sau ușor alcaline; precipitarea Mo a fost controlată în special de T° scăzută și aciditatea crescută a soluțiilor și 2) cloruri complexe ale Cu(I)—$CuCl$ și $CuCl^-$ în soluții acide și/sau ușor neutre și de complexe clor-hidroxil — $Cu(OH)Cl_2^-$ și hidrogen sulfurat — $Cu(H_2S)^-$ în soluții ușor alcaline. Precipitarea calcopiritei din soluțiile cu asemenea compoziție are loc ca urmare a scăderii temperaturii și a modificărilor de aciditate și de conținut a S, Cl și Fe din soluții.
Referitor la fisurația, brecifierea și prezența corpurilor de tip „breccia pipes" în zăcămintele de tip porphyry se crede că acestea sînt rezultatul reacției dintre lichidul rezidual încălzit retrograd din intruziuni și soluțiile hidrotermale.

Studiile izotopilor stabili ai sistemului porphyry [371] au arătat că alterația potasică și mineralizația de cupru sînt efectul fluidelor hidrotermale de origine magmatică. Apa de origine meteorică [182], introdusă ceva mai tîrziu în sistem, a controlat asociațiile de neominerale metalice și de gangă din zonele de alterație filică și argilică. Rezultă că modelul genetic al zăcămintelor porphyry copper presupune participarea deopotrivă în sistem a soluțiilor hidrotermale de origine magmatică și meteorică.

În continuare prezentăm succint cîteva din zăcămintele porphyry copper formate în arcuri marginale și insulare.

5.2.1.1. ZĂCĂMINTE PORPHYRY COPPER ASOCIATE ARCURILOR MARGINALE

Arcul magmatic din Anzi — zonă de subducție activă — ca și arcul magmatic inactiv (Mezozoic superior-Terțiar) al Cordillerei vestice (v. fig. 5.2) cuprind cele mai importante zăcăminte de tip porphyry copper din lume. Acestea dau aproape jumătate din producția de cupru a lumii occidentale. Zăcăminte similare, formate în arcuri marginale continentale, se cunosc în Centura metalogenetică tethyan-eurasiană (Cretacic superior — Terțiar inferior): Jugoslavia, Bulgaria, România, Caucaz

(U.R.S.S.), Iran, Pakistan etc. [204, 433], Munții Appalași și vestul Tian Shan (Paleozoic) (Evans, 1984). De reținut că numai cîteva zăcăminte porphyry copper au fost întîlnite în Precambrian.

Sud-Vestul S.U.A. În această regiune se cunosc 88 de zăcăminte porphyry copper, dintre care 30 sînt în exploatare (Jersey, Ely, Bisbee, Ajo, Bingham, Morenci etc.). Vîrsta acestor zăcăminte variază între 20 și 163 mil. a., cu un pic între 58—72 mil. a. (metalogeneza laramică). Zăcămintele se aglomerează pe suprafețe restrînse de formă eliptică ; alteori apar de-a lungul aliniamentelor tectonice sau la intersecția acestora. Dintre numeroasele zăcăminte cunoscute, zăcămîntul Bingham pare a fi unul dintre cele mai mari din lume.

— Zăcămîntul Bingham, situat la 32 km SW de de Salt Lake City Utah), este o intruziune de compoziție preponderent monzonitică care străbate gresii și roci carbonatice de vîrstă carbonifer superioară [12]. Corpul intrusiv s-a format polistadial. El cuprinde, în ordinea punerii în loc, următoarele tipuri de roci : monozite echigranulare cu augit, actinot și biotit (larg răspîndite) ; monozite porfirice cu cuarț, amfiboli și biotit, foarte alterate, care reprezintă sîmburele alterat și latite porfirice venite în două generații.

Mineralizația formează diseminări în special în monozitul porfiric și în rocile din jur și filoane și strate în rocile carbonatice. Ea se dispune zonal : sîmburele cu sub 0,5% sulfuri (pirită, calcopirită, bornit, molibdenit) este urmat de zona cu molibdenit care reprezintă un stockwork în care fisurile sînt umplute cu cuarț și feldspat potasic, după care în continuare apar zona cupriferă cu bornit, calcopirită și calcozină (diseminări, fisuri și filoane) și zona cu pirită-calcopirită. Filoanele de enargit cuprind Au, Ag și Bi.

Alterația hidrotermală se extinde pe cca 3 km în jurul corpurilor de monzonite. Ea însoțește în special corpurile de monzonite porfirice și arată următoarea distribuție zonală a asociațiilor de neominerale : feldspat potasic-flogopit-cuarț, în zona potasică ; sericit-clorit-cuarț-pirită în zona filică ; clorit-epidot-actinot în zona propilitică și caolinit-montmorillonit-cuarț în zona argilică. Ultima zonă este cea mai tînără. Rocile din jurul intruziunii au suferit modificări de natură termică-pirometasomatică. Ele cuprind corpuri de skarne cu granat, diopsid, wallastonit și cipolin. Rezerva de minereu a zăcămîntului Bingham este de cca 2,8 miliarde tone cu 22 100 000 t Cu, 560 000 t Mo, 1 000 t Au și alte metale ca Ag, Zn, Bi, Pt, Se, Te și Re.

Cordillera nordică a Americii. Zăcămintele porphyry copper din această parte a Americii sînt asociate în special cu magmatice terțiare. Zăcămintele au conținuturi ridicate în Mo. Ele apar în ariile de dezvoltare a unor dyke-uri și apofize ale unor plutoni batholitici preponderent de compoziție granodioritică-monzonitică. În asemenea zone crusta continentală are grosimi apreciabile. De reținut că zăcăminte lipsite sau cu conținut scăzut de Mo apar în zone cu fragmente de crustă oceanică, ele fiind asociate cu roci formate în stadiul timpuriu de dezvoltare a geosinclinalului [134].

Districtul Appalași, S.U.A. După Hollister et al. (1974, în [134]) zăcămintele de tip porphyry în lanțul muntos Appalași s-au format în perioadele Cambrian—Ordovician și Devonian—Carbonifer. Primele zăcăminte formate au avut caracter cuprifer apoi egal cuprifer și molibdenifer și în final molibdenifer. În paralel cu această evoluție a proceselor meta-

logenetice, compoziția magmelor asociate cu mineralizația a variat de la cuarț-monzonitice la granite. Lipsa sau slaba dezvoltare a zonei de alterare filică în zăcămintele porfirice de Cu și Mo este interpretată ca fiind efectul eroziunii. Acest fapt, ca și cantitatea redusă de pirită din zăcăminte, pot sugera un tip de zăcămînt de tranziție către modelul dioritic [185]. Ca și în cazul zăcămintelor porfirice de Cu și Mo din NW provinciei Wales (Cambrian-Ordovician) și Scoției (Devonian), cele din districtul Appalași s-au format probabil în condiții de arc magmatic continental. După Lowell [262], zăcămintele porphyry de Cu și Mo din districtul Appalași aparțin tipului Queesland-Appalașian. Acest tip de zăcăminte prezent în regiuni metamorfozate regional are dimensiuni mici, cu forme de inel, în care este caracteristică prezența sanidinului și microclinului. Alte zăcăminte similare cunoscute sînt Catheart Mountain (Canada), Mount Morgan și Sea View (Australia).

Centura andină. Numeroasele zăcăminte de tip porphyry din America de Sud prezintă o distribuție liniară. Ele suportă un riguros control tectonic, fiind asociate cu falii care, probabil, reprezintă continuarea pe continent a faliilor transformante. În partea de vest zăcămintele se asociază cu intruziuni de tip batholitic de regulă puțin erodate, în timp ce în est majoritatea acumulărilor de interes însoțesc structuri vulcanice foarte puțin erodate. Vîrsta zăcămintelor variază între 59 și 4,3 mil.a. Ele au o cantitate semnificativă de Mo, iar crusta de dedesubt este în întregime continentală.

Centura cupriferă andină se extinde din Chile pînă în Panama. Dintre zăcămintele cunoscute menționăm : Chuquicamata, El Teniente, El Abra, El Salvador, Quebrada, Copaque (Chile), La Alumbrera (Argentina), Michiquillay, Cuayone (Peru), Chaucha (Ecuador), Pontanos (Columbia) și Cerro Colorado (Panama).

El Salvador. Acest zăcămînt (Gustafson, Hant, 1975, [361]) se află în nordul statului Chile. Aici, roci sedimentare și vulcanite andezitice de vîrstă cretacică sînt acoperite discordant de vulcanite terțiare ; numeroase intruziuni reprezentate prin domuri de riolite, urmate de cuarț-riolite și cuarț-porfire (46 mil.a) sînt prezente în regiune. Etapele principale de mineralizație și alterare sînt asociate cu o intruziune de granodiorite porfirice (41 mil.a.). Corpul principal de granodiorite porfirice cuprinde numeroase corpuri de mici dimensiuni, dintre care unele sînt ulterioare etapei principale de mineralizare. Acestea, comparativ cu intruziunea cu care mineralizația se asociază genetic și spațial, sînt ceva mai acide. În intruziunea mineralizată raportul inițial $^{87}Sr/^{86}Sr$ este 0,704.

Mineralizarea, ca și alterarea în corpul de minereu, s-au produs în două stadii : unul timpuriu, corespunzător formării asociațiilor feldspat ortoclaz-biotit-anhidrit-calcopirită-bornit (asociația potasică) și clorit-carbonat-pirită (asociația propilitică) prin care se introduce în sistem aproape întreaga cantitate de cupru, altul tîrziu, cu asociațiile sericit-pirită și sericit-clorit-pirită. Primului stadiu îi sînt asociate biotitizările vulcanitelor andezitice și haloul proplitic. Structura mineralizată cuprinde filoane și fisuri umplute cu cuarț, anhidrit și sulfuri. Ele taie rocile mineralizate în primul stadiu și cuprind cantități reduse în adîncime și ceva mai ridicate spre suprafață de calcopirită, bornit, tennantit, enargit, sfalerit și galenă. De remarcat faptul că alterația intens argilică din partea superioară a structurii mineralizate ca și cea sericitică (filică) sînt con-

siderate ca fiind formate în stadiul secund al proceselor de mineralizare-alterare. Ea este determinată de circulația fluidelor de origine meteorică. Alterația intens argilică cuprinde spre suprafață o asociație complexă de minerale, alcătuită din pirofilit, diaspor, alunit, material amorf ± corindon.

Studiul incluziunilor (360 — > 600°C — temperaturi de omogenizare) a arătat salinitatea ridicată și abundența vaporilor la soluțiile primului stadiu de mineralizare și prezența a două faze de incluziuni cu salinitate coborîtă pentru soluțiile stadiului secund de mineralizare. Datele de izotopi ai S ($\delta\ ^{34}S = +1{,}6‰$) și ^{18}O au indicat sursa magmatică pentru sulf și magmatică (în primul stadiu) și meteorică (în stadiul secund) a apei. Apa meteorică este bogată în deuteriu și ^{18}O, aceasta probabil datorită proceselor de evaporare din apropierea suprafeței (Field, Gustafson, 1976, în [361].

Mineralizațiile zăcămîntului El Salvador se cunosc pe cca 2 km adîncime ; partea superioară (cca 300 m) — zona de alterație supergenă — conține 1,6% Cu.

Centura metalogenetică tethysian-eurasiană. Această centură este una dintre unitățile metalogenetice globale ale lumii [204]. Ea s-a format în perioada Mezozoic-Terțiar și se situează de-a lungul marginii sudice a plăcii Eurasia. Evoluția acestei centuri este în directă legătură cu dezvoltarea Oceanului Tethys și cu modificările geotectonice suferite de placa afro-arabică și de microplăcile dintre ele. Încetarea expansiunii tethysiene și trecerea de la un regim predominant distensional la un regim de compresiune și de treptată închidere a domeniului oceanic au determinat apropierea Africii de Europa. Această apropiere s-a realizat în lungul ariei mobile tethysiene, unde în domeniul carpato-balcanic a determinat o succesiune de deformări [363] : 1) obducția la finele Jurasicului a ofiolitelor spre marginea apuliană a Oceanului Tethys ; 2) formarea în Mezocretacic a pînzelor central-est-carpatice (Barremian-Albian) și obducția pînzelor transilvane peste marginea continentală europeană, ca și allohtonia Strandjidelor sudice față de elementele continetale balcano-rhodope ; 3) apariția în tectogenezele laramice a unor șariaje importante ce au implicat Dacidele mediane și echivalentele lor, precum și Dacidele externe. Tot acum, în Munții Metaliferi, domeniul oceanic este deformat, vergențele șariajelor fiind spre marginea Dacidelor interne. Consumul de litosferă oceanică din perioada dacidică a generat apariția primelor produse calco-alcaline atît în Carpații Meridionali și Balcani, legate de sutura intracontinentală a Dacidelor externe și echivalentele lor (Neocretacic-Paleogen), cît și în Dacidele interne asociate sudurii Transilvanidelor (Neocretacic-Paleogen) ; 4) antrenarea în Terțiar a unor porțiuni din marginile continentale în condiții de coliziune continent/continent. Tot în Terțiar au avut loc șariajul în bloc al părții vestice a Dacidelor interne și apariția magmatitelor calco-alcaline din Carpații Orientali, Munții Metaliferi, Rhodope, etc.

Centura tethysian-eurasiană, cu lungimi de aproape 10 000 km, cuprinde zăcăminte mari și importante de tip porphyry copper sau alte tipuri genetice și paragenetice, cunoscute în sud-estul Europei (România, Ungaria, Jugoslavia), în Pontide-Caucazul Mic (Turcia, U.R.S.S.), Pakistan (Chagai), Iran (districtul Kerman), Afganistan (Arghandab), China (Yulong, Tibet) și Birmania (Monywa) (fig. 5.5). Zăcămintele porphyry copper sînt asociate cu complexe vulcano-plutonice de tip calcoalcalin.

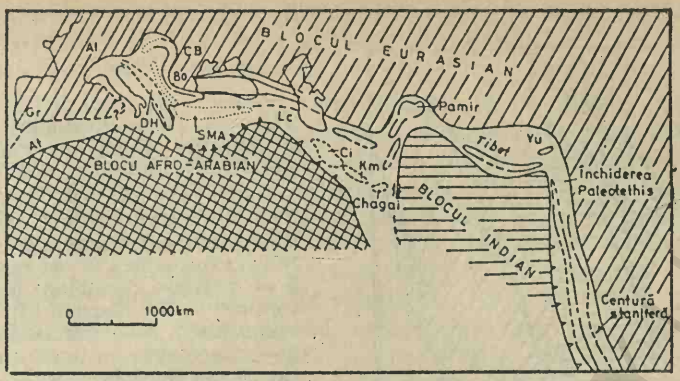

Fig. 5.5. Centura metalogenetică Euroasiatică cu poziția districtului Chagai (după Jankovič, 1983 în [208]).

Magmele parentale provin din mantaua superioară și/sau partea inferioară a crustei continentale care a suferit diverse contaminări : raportul $^{87}Sr/^{86}Sr$ variază de la 0,705—0,707 în granodioritele laramice din vestul României (Harz, Savu, 1974) în [189]) la 0,708—0,714 în complexele vulcano-intrusive din districtul Bor [204]. Complexele eruptive sînt de regulă controlate de aliniamente tectonice regionale. Ele apar atît în structuri vulcanice complexe, cît și în șisturile cristaline din jur. De subliniat că minereul din mineralizațiile porphyry copper prezintă o zonalitate verticală și laterală și că adesea cu acesta se asociază corpuri de minereu masive și de skarne (Majdanpek, Jugoslavia ; Moldova Nouă, Voia), precum și filoane mineralizate polimetalic-aurifere (Valea Morii, Muncăceasca, Voia, Talagiu) și auro-argentifer (Musariu).

În continuare prezentăm cîteva dintre zăcămintele porphyry copper din centura metalogenetică eurasiană.

Zăcăminte porphyry copper din Banat — Poiana Ruscă (România). În această parte a Carpaților Meridionali, în Senonian—Paleocen, magmatismul și metalogeneza asociată, inclusiv mineralizațiile porphyry Cu—Mo sînt în directă legătură cu procesele de subducție din regiunea Tethys [87, 88]. Sensul subducției a fost spre SW. Magmatismul a generat monzodiorite, diorite-granodiorite, ca și mineralizațiile porphyry de Cu—Mo și de skarne (Moldova Nouă) din zona internă (Banatul de sud), precum și granodiorit-granitele și zăcămintele de skarne cu Fe, Pb, Zn (Ocna de Fier, Dognecea) din zona externă (Banatul de nord — Poiana Ruscă) ; ivirile de Mo de la Oravița sugerează că ne aflăm în prezența unor produse generate prin procese de subducție de tip Andin [429]. Distribuția zonală a zăcămintelor de minereuri Cu(Mo)—Mo—Fe, Pb—Zn în sensul corespunzător direcției de subducție și schimbarea compoziției intruziunilor asociate sînt principalele argumente [87] în sprijinul similitudinii menționate. Semnificația metalogenetică a acestui tip de subducție este consumul unei cruste oceanice — sursa probabilă a cuprului.

În Banat — Poiana Ruscă mineralizațiile porphyry de Cu—Mo se cunosc la Moldova Nouă, Tincova, Lăpușnicul Mare, Șopot și Teregova—Lăpușnicul (fig. 5.6). Principalul zăcămînt este Moldova Nouă. El reprezintă stockworkul cu mineralizații de Cu—Mo situate în cuarț-dioritele porfirice de la Suvorov—Valea Mare, Gărîna și Varad. Aceste roci străbat

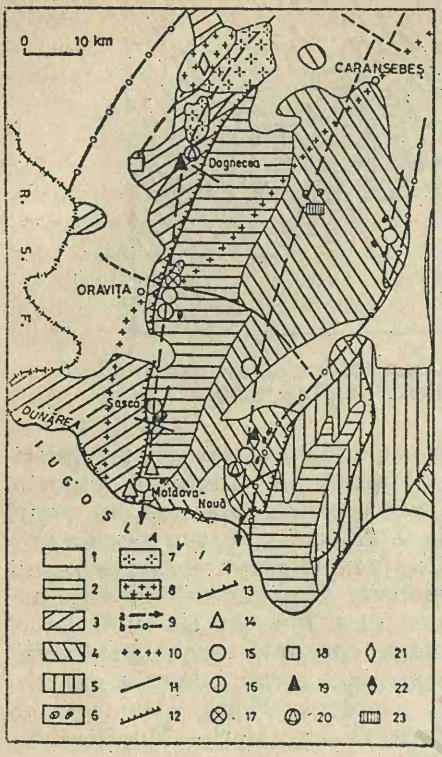

Fig. 5.6. Harta geologică simplificată a Munţilor Banat cu principalele mineralizaţii laramice ([64] cu modificări) :

1 — cuvertura terţiară ; 2 — roci sedimentare paleo-mezozoice ; 3 — cristalin supragetic ; 4 — cristalin getic ; 5 — cristalin danubian. Magmatite laramice : 6 — monzodiorite-diorite-granodiorite ; 7 — granodiorite-granite ; 8 — magmatite cu tendinţă alcalină de tip Bocşa-Surduc ; 9 — aliniamente petrogenetice-metalogenetice (a) şi delimitarea zonelor cu ocurenţe magmatice şi metalogenetice (b) ; 10 — linie Pb-Zn ; 11 — falie ; 12 — şariaj ; 13 — falie inversă ; Ocurenţe : 14 — skarne şi hidrometasomatite cu Pb-Zn-Cu ; 15 — porphyry Cu-Mo ; Skarne şi hidrometasomatite cu : 16 — Cu-Mo (± Bi, W) şi 17 — Cu-Mo ; 18 — baritină ; 19 — skarne şi hidrometasomatite cu Pb-Zn-Cu-Fe ; 20 — skarne cu Fe ± sulfuri ; 21 — baritină-sulfuri (filon) ; 22 — baritină-sulfuri (corpuri de substituţie) ; 23 — Au-± Pb, Zn, As — remobilizare metamorfă (?).

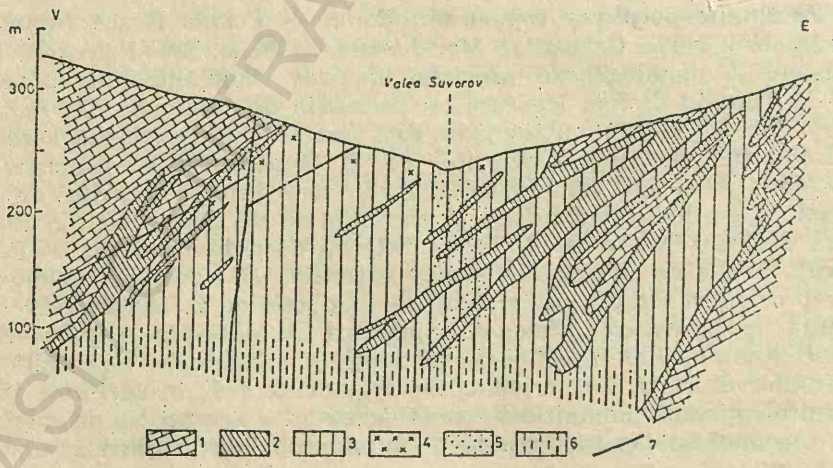

Fig. 5.7. Secţiune geologică prin zăcămîntul Suvorov (Moldova Nouă) [152, 436] :

1 — roci carbonatice calcaroase ; 2 — skarne şi roci cu grafit ; 3 — cuarţ diorite porifirice cu kornblendă ; 4 — roci argilizate ; 5 — roci alterate filic ; 6 — roci alterate potasic ; 7 — falie.

la vest șisturile epimetamorfice ale domenîului getic (seria de Locva, Precambrian superior) și depozitele sedimentare jurasic-cretacice ale sinclinoriului Reșița—Moldova Nouă.

Zăcămîntul tipic Suvorov reprezintă un corp de diorite porfirice intrus pe contactul dintre șisturile cristaline și depozitele sedimentare menționate (fig. 5.7). Mineralizațiile de Cu—Mo se concentrează în special în zona filică din partea superioară a intruziunii. Alterările de tip filic, argilic și propilitic au afectat deopotrivă corpul dioritic și periskarnele care sînt calcice (grandite andraditice), mai puțin magneziene (diopsid, forsterit, flogopit) [87]. Minereul de cupru prezent în stockwork și în skarne arată un caracter poliascendent, formîndu-se în trei stadii principale : a) stadiul timpuriu de mineralizare, caracterizat prin prezența în zona potasică a unor mineralizații slabe de magnetit$_1$, calcopirită$_1$ și pirită$_1$, iar în zona propilitică de magnetit$_2$, calcopirită$_2$ și pirită$_2$; b) stadiul principal de mineralizare prin care s-a format zona de alterare filică recunoscută prin abundența fisurilor de cuarț cu pirită$_3$, calcopirită$_3$, sfalerit, molibdenit și tetraedrit și impregnațiilor de pirită$_3$ și calcopirită$_3$, asociate cu cuarț și sericit. Tot acum se formează și mineralizațiile de molibdenit, pirită$_3$ și calcopirită$_3$ din filonașele și impregnațiile zonelor silicifiate ; c) stadiul final de mineralizare care corespunde cu depunerea pe fisuri a piritei$_4$ și anhidritului. La Moldova Nouă mineralizațiile par a prezenta în general o distribuție zonală : Cu—Mo în zona potasică dar mai ales filică asociată cu cuarț-diorite porfirice, spre exterior urmînd Cu—Fe în skarne granditice — Pb—Zn și As (realgar, auripigment) în marmore și Au de tip diseminat (tip Carlin) [191].

Zăcăminte porphyry copper cu aur din Munții Metaliferi. Cercetările complexe efectuate în ultimii 15—16 ani în Munții Metaliferi au evidențiat un număr important de zăcăminte porphyry copper cu aur [433, 63, 67, 31]. Recent, asemenea mineralizații au fost recunoscute și în caldera de la Talagiu din Munții Zarandului, iar după opinia noastră acestea ar putea exista și în structura Bulza—Căprioara (vest Zam) din Munții Mureșului.

În Munții Metaliferi, ca și în celelalte două regiuni menționate, mineralizațiile porphyry copper cu aur sînt asociate cu complexe vulcano-plutonice de vîrstă terțiară (Sarmațian—Pontian ?). În această regiune suprastructura, constituită din curgeri și produse piroclastice andezitice mai rar depozite sedimentare și vulcano-sedimentare, este străbătută de mai multe veniri de roci andezitice, precum și de diorite, cu acestea din urmă asociindu-se probabil întreaga varietate de mineralizații cunoscute în Munții Metaliferi. Complexitatea sistemelor porphyry copper din acești munți este evidențiată de existența în aceleași structuri a unor mineralizații filoniene predominant aurifere (Musariu), polimetalice aurifere (Valea Morii, Voia, Bolcana, Bucium) sau aurifere și polimetalice aurifere (Muncăceasca, Talagiu) (fig. 5.8). De subliniat că, în funcție de nivelul actual al eroziunii în sistemele porphyry copper cu aur din Munții Metaliferi, se pot deosebi [31] : structuri porphyry copper cu aur bine deschise de eroziune, în general, lipsite de mineralizații filoniene aurifere sau polimetalice aurifere (Roșia Poieni, Valea Tisei, Stănija, Trîmpoiele, etc.) și structuri porphyry copper cu aur, puțin deschise (Valea Morii, Bolcana) sau practic nedeschise de eroziune (Musariu, Voia, Talagiu, Muncăceasca, Almașu Mare). Este important de menționat că dintre structurile nedeschise de eroziune, cu excepția celei de la Musariu care este bine cunoscută,

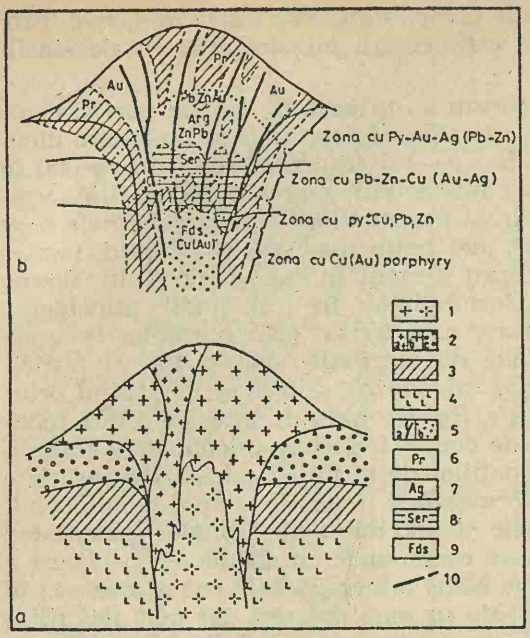

Fig. 5.8. Model schematic privind relațiile dintre structurile subvulcanice (a) și tipurile de alterări și mineralizații asociate (b) din Munții Metaliferi :

1 — diorite și cuarț diorite porfirice ; 2 — andezite ; a — dyke, neck ; b — lave ; c — produse piroclastice ; 3 — depozite sedimentare și vulcano-sedimentare ; 4 — fundament mezozoic și premezozoic. Alterări ; 5 — mineralizații : a — filoane ; b — impregnări ; 6 — propilitizări ; 7 — argilizări ; 8 — sericitizări ; 9 — felrspatizări ; 10 — filoane mineralizate.

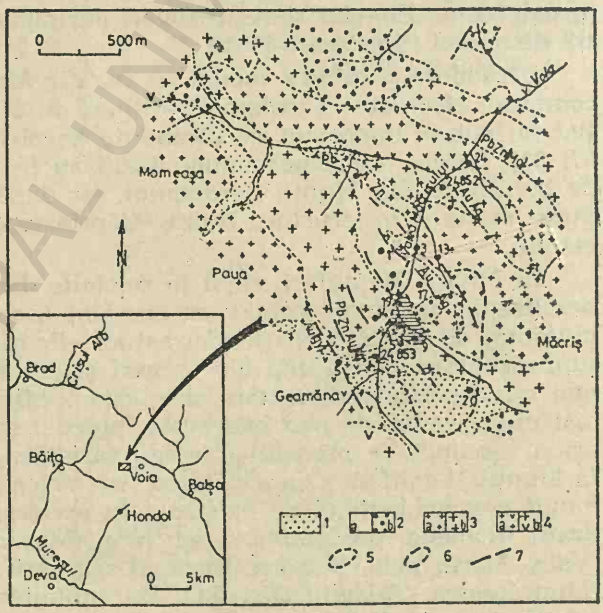

Fig. 5.9. Harta geologică simplificată a bazinului superior al Văii Voia, Munții Metaliferi [43] :

1 — depozite sedimentare și vulcano-sedimentare (Badenian-Sarmațian) ; 2 — andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit : a — lave ; b — piroclastite ; 3 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip Săcărîmb) : a — înrădăcinări ; b — lave ; 4 — andezite-dacite (tip Cetraș) : a — înrădăcinări ; b — lave ; 5 — proiecția la suprafață a corpului de minereu de Cu-Au ; 6 — proiecția la suprafață a corpului subvulcanic ; 7 — filoane mineralizate (Au ; Pb, Zn, Au, Ag etc.).

dar unde rezervele mineralizațiilor filoniene, față de alte timpuri, sînt mai puțin spectaculoase, perspectiva aparține în special structurilor Voia [43], (fig. 5.9) și Tălagiu (Berbeleac, Andrei, 1988, (fig. 5.10). În asemenea cazuri părțile superioare și periferia structurilor cuprind mineralizații subsecvente filoniene sau sub formă de corpuri de brecii, de Au, Ag±Te (Musariu) care trec spre adîncime la mineralizații cu caracter polimetalic (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Valea Morii, Talagiu, Voia etc.).

Referitor la tipurile de alterări și asociațiile de minerale metalice recunoscute în zăcămintele porphyry copper cu aur din Munții Metaliferi (fig. 5.8) precizăm prezența zonei de alterație potasică și a asociației pirită—calcopirită±bornit, magnetit, sfalerit, galenă și aur în partea centrală a corpurilor de minereu, la periferia acesteia fiind zona propilitică cu asociația pirită±magnetit, calcopirită ; alterația argilică, adesea prezentă, însoțește în special structurile puțin erodate (Musariu, Voia, Talagiu). Alterările hidrometasomatice se extind în rocile din jurul corpurilor mineralizate pe mai mulți zeci sau sute de metri. Ele se suprapun adesea peste sedimentele mezozoice și terțiare cornificate și foarte rar skarnificate (Voia).

Zăcămintele porphyry copper din Munții Metaliferi au conținuturi interesante de aur (0,4—0,6 g/t) și scăzute de Mo (<0,0n%) ; conținutul mediu de cupru este de 0,2—0,4%. Vom prezenta succint zăcămintele Voia și Talagiu.

Voia. Zăcămîntul Voia este situat în partea centrală a Munților Metaliferi, la cca 5 km nord-est de Hondol și cca 15 km sud-est de orașul Brad [31, 43]. Mineralizațiile nu aflorează. Ele sînt asociate cu un corp subvulcanic constituit în principal din andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit, care spre adîncime trec la microdiorite porfirice probabil de vîrstă sarmațian-pannoniană (fig. 5.9).

Activitatea magmatică și metalogeneza asociată subvulcanului de la Voia au avut un caracter polistadial și poliascendent ; andezitele și dioritele sînt străbătute de filoane și mici dyke-uri de andezite cu hornblendă, care în cadrul corpului de minereu cu alterații de tip potasic și mai puțin filic sînt slab alterate (propilitizate) și mineralizate (pirită±calcopirită). Intruziunea de formă eliptică (1 000/500 m) apare puțin la suprafață. Ea străbate vulcanitele de arc insular (andezite, bazalte) de vîrstă Jurasic superior—Cretacic inferior, calcare jurasice superioare, sedimente cretacice (gresii, argile) și paleocen-badeniene, depozite vulcanogen-sedimentare miocene (Badenian superior-Pannonian), piroclastite și lave andezitice (Sarmațian-Pannonian). Depozitele sedimentare situate în vecinătatea intruziunii, în profunzime sînt transformate în marmore, corneene cu biotit±albit, epidot, skarne calcice și hidrotermalite. Argilizările, parțial de origine meteorică, domină părțile superioare ale structurii mineralizate și se recunosc prin abundența montmorillonitului, caolinitului, illitului, cuarțului, gipsului, etc. Spre adîncime, către corpul de minereu, se trece prin zona de alterație propilitică (clorit, carbonat, albit, anhidrit±epidot) și filică, puțin dezvoltată (sericit—cuarț±feldspat ortoclaz, albit, biotit, minerale argiloase), la zona potasică (feldspat ortoclaz, biotit, sericit, cuarț, anhidrit±clorit, minerale argiloase). Minereul cuprinde în special pirită, calcopirită, rutil și magnetit ; subordonat sau accidental mai participă hematit, bornit, cubanit, sfalerit, galenă, aur nativ și molibdenit. Cuarțul și anhidritul (±gips), mai puțin carbonații, reprezintă umplutura fisurilor și filoanelor din corpul de minereu.

Numeroase filoane de gips cu pirită și marcasită±sfalerit, galenă, tetraedrit, aur, sulfosăruri de argint domină primele 300—400 m din structură ; spre profunzime acestea sînt alcătuite din anhidrit roziu±cuarț, carbonați și sulfuri, inclusiv aur și sulfosăruri de Ag. La cote inferioare, cca 700—800 m față de nivelul actual de eroziune, care corespund cu partea apicală a corpului cu mineralizații porphyry copper forajele exe-

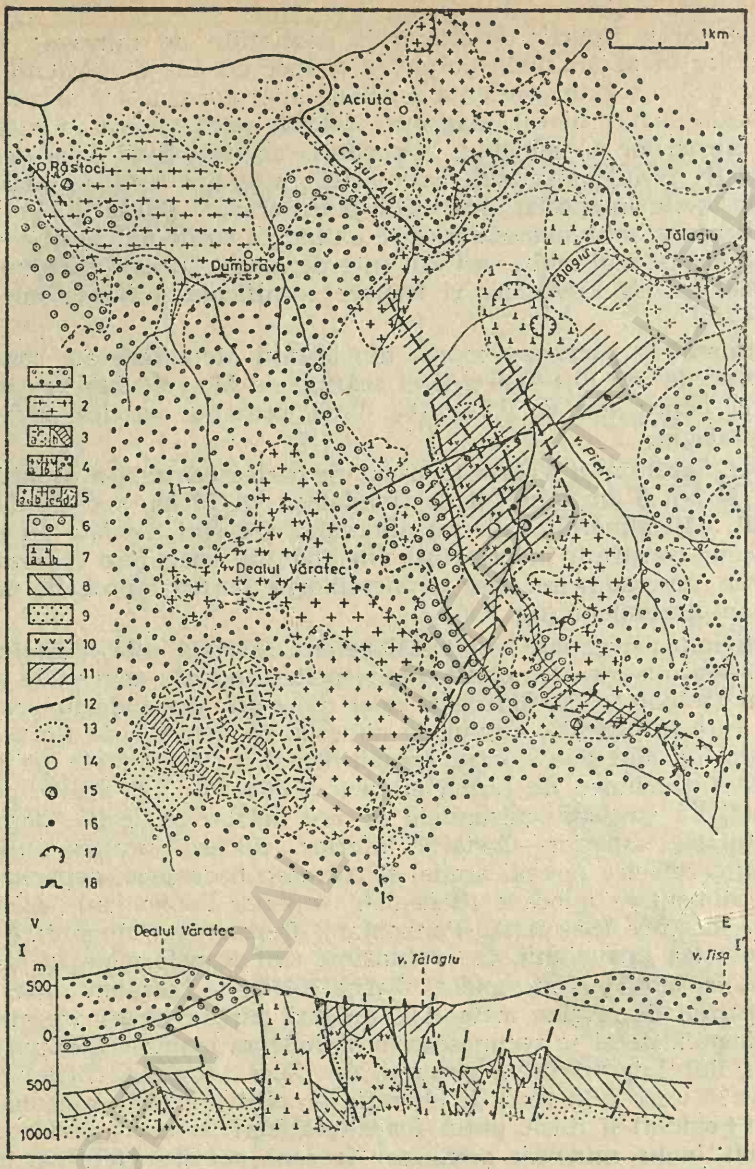

Fig. 5.10. Harta geologică a regiunii Talagiu cu distribuția zonelor de alterare și de mineralizare :

1 — Cuaternar ; 2 — sedimente epiclastice ponțiene ; 3a — diorite porfirice ; 3b — gabbrouri ; 4 — andezite cu hornblendă și hipersten : a — înrădăcinări ; b — lave ; c — piroclastite ; 5 — andezite cu hipersten și augit : a — înrădăcinări ; b — lave ; c — piroclastite ; d — brecii ; 6 — piroclastitele andezitelor cu augit ± ± hipersten ; 7 — andezite cu hornblendă și piroxeni : a — înrădăcinări ; b — lave ; 8 — sedimente miocen inferioare ; 9 — sedimente și vulcanite cretacice ; 10 — corneene ; 11 — alterări hidrometasomatice ; 12 — fracturi ; 13 — proiecția la suprafață a corpului porphyry copper-Au ; 14 — mineralizație porphyry copper ; 15 — mineralizații polimetalice ± Au, Ag ; 16 — foraj ; 17 — carieră ; 18 — galerie.

cutate au indicat prezența unor filoane și fisuri umplute cu cuarț, carbonați, galenă, sfalerit, calcopirită și aur. De notat abundența aurului liber în aceste filoane [43]. Conținutul mediu în cupru al zăcămîntului Voia crește spre adîncime la peste 0,3% la cca 1 000 m sub nivelul de eroziune (—250—350 m).

Talagiu. În partea de est a Munților Zarand, activitatea vulcanică terțiară și metalogenetică s-a concentrat la Talagiu. Aici este posibil să ne aflăm în prezența unei caldere (6/2 km, Berbeleac et al., 1985b). Produsele vulcanice, în ordinea apariției, aparțin la trei cicluri : ciclul I (Badenian—Sarmațian ?) — andezite piroxenice și andezite bazaltice ; ciclul II (Sarmațian—Pannonian) — andezite piroxenice, andezite cu amfiboli și piroxeni și andezite amfibolice ; ciclul III (Pannonian—Pliocen ?) — andezite-andezite cuarțifere, microgabbrouri și microdiorite porfirice. Activitatea metalogenetică este probabil asociată genetic și spațial cu rocile ciclului III. Ea se caracterizează prin mineralizații de tip porphyry de Cu—Au și polimetalice filoniene și de impregnare. Corpul cu mineralizații porphyry Cu—Au nu aflorează. El a fost evidențiat de recentele foraje executate, fiind întîlnit de acestea la cca 250—450 m sub nivelul actual de eroziune. Tipul de alterări și asociațiile de minerale metalice prezintă asemănări sensibile cu cele recunoscute la zăcămîntul Voia, deosebindu-se de acesta prin dimensiunile mult mai mari (1,8/0,750 km, fig. 5.10).

Recsk, Ungaria. Prelungirea sud-vestică, în zona structurală Daro din Ungaria, a Munților Metaliferi slovaci se face simțită prin marea diversitate a magmatitelor și mineralizațiilor terțiare cunoscute. Un exemplu tip îl constituie structura și mineralizațiile zăcămîntului Recsk [222]. Fiind complet îngropat, acest zăcămînt este un excelent model pentru patru tipuri de mineralizații bine conservate : skarne cu Cu, porphyry Cu—Mo, corpuri de substituție cu Pb—Zn—Cu și acumulări masive și stockworkuri de pirită—Cu—As. Mineralizația porphyry Cu—Mo este situată într-un corp andezitic subvulcanic (3—4 km/500—800 m). Constituenții femici ai acestui andezit sînt transformați în clorit, flogopit, amfiboli (actinot-tremolit), epidot și antigorit. Ei sînt însoțiți de anortit-bitownit, hidromice, cuarț și zeoliți. Intruziunea andezitică străbate fundamentul triasic (calcare, argilite și cuarțite) și este contemporană cu calcarele recifale, marnele, argilele grezoase și vulcanitele de vîrstă eocen superioară (35.6±1 mil. a.). Partea centrală a corpului intruziv a suferit o alterare ușoară (silicifiere), dar nu potasică. Acest centru este înconjurat de zone de alterare filică (cuarț, sericit, anhidrit), propilitică (albit, clorit, epidot, anhidrit, carbonați) și de skarne (granat-diopsid, diopsid actinot, actinot-epidot) și aposkarne (magnetit-anhidrit-serpentină). Corpul de minereu areî formă tabulară (80—100 m lățime, 0,4% Cu) și are mai multe sute de metri înălțime. Minereul cuprinde calcopirită, pirită, pirotină și molibdenit ; conținutul în cupru crește de la centru (0,2—0,4% Cu) spre zona filică (0,4—0,6%) și propilitică (0,8—1% Cu). Molibdenul este prezent în zona filică (media 0,01%) și este bogat în Re (> 0,2%). Rezervele totale de minereu ale zăcămîntului Recsk sînt : 4 miliarde t cu 0,22% Cu, 800 mil. cu 0,66% Cu și 150 mil. cu 1,30% Cu. După Kiss [222] mineralizațiile zăcămîntului Recsk s-au format în complexul intruziv paleogen supus influenței magmatismului neogen.

Zăcămintele porphyry copper din districtul metalogenetic Bor. Zăcămintele acestui district sînt asociate cu complexe vulcano-intruzive ali-

niate unui graben [204, 205]. Această structură cuprinde o secvență vulcano-sedimentară de vîrstă Albian — Cretacic superioară. Vulcanoclastitele predomină, iar compoziția intruziunilor variază de la diorite, local gabbrouri, la granodiorite, cuarț monzonite și cuarț diorite. Intruziunile alcătuiesc mici dyke-uri și stockuri. Dyke-urile sînt predominant alcătuite din cuarț-diorite porfirice.

Magma parentală a derivat probabil din mantaua superioară sau aproape de limita manta-crustă. Aceasta, deoarece raportul $^{87}Sr/^{86}Sr$ la unele complexe plutonice este mai mare decît la cele caracteristice bazaltelor mantalei superioare. Pe tipuri de roci, media acestui raport este : monzonite — 0,710 ; cuarț monzonite — 0,712 ; diorite — 0,714. Vîrsta K—Ar a complexelor vulcano-intruzive variază între 100 și 60 mil. a.

În complexul magmatic Bor se cunosc următoarele tipuri de zăcăminte : [205] : zăcăminte porphyry Cu—Mo, zăcăminte metasomatice de cupru și sulfuri masive, zăcăminte filoniene de cupru și/sau aur, zăcăminte mici de skarne și hidrotermale de Pb—Zn și zăcăminte de pirită masivă. În figura 5.11 se prezintă distribuția zăcămintelor.

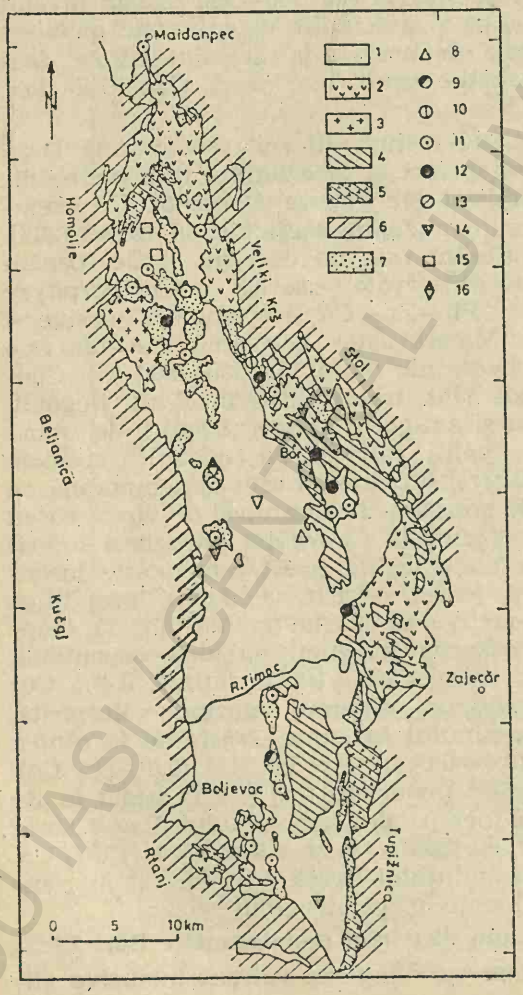

Fig. 5.11. Distribuția zăcămintelor de minereuri în complexul magmatic Bor ([204] cu modificări) :

1 — piroclastite cretacice ; 2 — andezite senoniene ; 3 — granodiorite laramice ; 4 — gresii, șisturi argiloase, etc., Cretacic superior ; 5 — tufuri cretacice ; 6 — gresii calcaroase cretacic superioare ; 7 — alterații hidrotermale. Ocurențe : 8 — zăcăminte polimetalice de skarne ; 9 — zăcăminte polimetalice de skarne și hidrotermale ; 10 — zăcăminte filoniene de Cu ; 11 — zăcăminte porfirice de Cu-Mo ; 12 — zăcăminte de sulfuri masive de Cu ; 13 — stockwork de calcocit ; 14 — mineralizații de Cu în brecii vulcanice ; 15 — zăcăminte polimetalice hidrotermale ; 16 — zăcăminte polimetalice cu aur.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ

În districtul Bor se cunosc cîteva zăcăminte de importanță economică : Majdanjek, Veliki Kriveli, Valja Strz—Dimitru Potoc, Cerova, Mali Krivelj și Bor.

Majdanpek. Aria cu mineralizații de la Majdanpek este alcătuită din roci metamorfice algonkiene (micașisturi, gnaise, calcare, etc.) și depozite sedimentare mezozoice (conglomerate, gresii, calcare și fliș), străbătute de un complex vulcano-instruziv. Vulcanitele reprezintă andezite, tufuri și dacite, iar intruziunile cuprind diorite și cuarț-diorit porfire.

Mineralizația porphyry Cu—Mo însoțește o zonă de fractură (0,3—0,6 km) situată în andezite, parțial în diorite și gnaise (fig. 5.12). În cadrul aceleiași structuri se cunosc și alte tipuri de mineralizații : skarne cu magnetit ± sfalerit, filoane hidrotermale cu galenă-sfalerit, corpuri de pirită masivă de origine hidrotermală [205].

Calcopirita este principalul component metalic al minereului. Ea este asociată cu bornit și tetraedrit ; ocazional apare și molibdenit. Pirita reprezintă 2—3% din minereu. Pentru calcopirită, pirită și cuarț, investigațiile termometrice au arătat următoarele temperaturi de formare : 240—290°C, 120—190°C și 240—500°C.

Alterațiile hidrotermale comune corpului de minereu sînt feldspatizările, silicifierile, biotitizările și sericitizările. Mineralizația se extinde pe cca 1 000 m adîncime, iar producția zilnică de minereu este de 36 000 t.

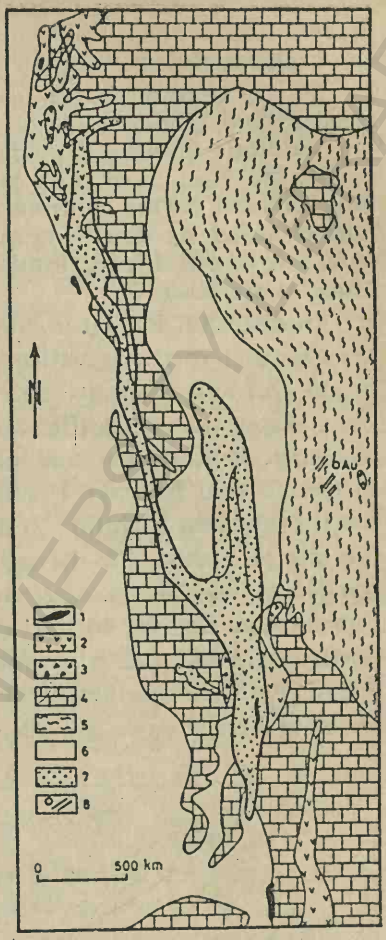

Fig. 5.12. Zăcămîntul de cupru porfiric de la Majdanpek ([205] cu modificări) :

1 — diorite laramice ; 2 — andezite cretacic superioare sau terțiare ; 3 — brecii ; 4 — calcare tithonic-neocomiene ; 5 — filite paleozoice ; 6 — gnaise ; 7 — minereu ; 8 — filoane de Au-cuarț.

Districtul Panagiurishte, Bulgaria. Zăcămintele porphyry Cu—Mo sînt de mare importanță pentru dezvoltarea industrială a Bulgariei. Ele se găsesc in districtul Panagiurishte din zona metalogenetică-structurală Sredna Gora (fig. 5.13) [53] și sînt asociate cu complexe vulcano-plutonice. După Ignatovski [193] asemenea structuri reprezintă depresiuni vulcano-tectonice.

În zona metalogenetică menționată se cunosc patru tipuri morfogenetice de zăcăminte : 1) porphyry copper ; 2) sulfuri masive ; 3) filoane cu mineralizații cuprifere și de Cu—Au—Pb—Zn ; 4) skarne cu Cu—Mo—magnetit. Dintre acestea mineralizațiile porphyry copper și de sulfuri masive sînt cele mai importante.

Zona metalogenetică Sredna Gora se extinde pe direcție E-V, din Timok (Iugoslavia) și pînă în partea de est a Bulgariei (cca 500 km). Ea

s-a format în perioada Cretacic superior — Terțiar și este considerată ca reprezentînd o zonă de arc insular formată între două microplăci — Masivul median Rodope la sud și Platforma Moesică la nord [53].

Partea centrală și vestică a zonei Sredna Gora cuprinde magmatite calcoalcaline (andezite-dacite, dacite-granodiorite-granite); partea estică are vulcanite alcaline (trachiandezite, gabbro-monozonite-sienite). Aceste magmatite s au format în perioada Cenomanian-Senonian. Într-o fază ulterioară, în partea centrală a masivului Sredna Gora au fost intruse mici dyke-uri de diorit—granodiorite și cuarț—diorite porfirice, în timp ce în partea estică intruziunile sînt de compoziție monzonitică, monzo-sienitică și sienitică.

În districtul Panagiurishte sînt prezente gnaise precambriene, granite paleozoice și roci magmatice și sedimentare de vîrstă cretacică. Uneori aceste roci sînt acoperite de sedimente flișoide maestrichtiene și de molasa paleogen-neogenă (fig. 5.13 b). Activitatea magmatică s-a desfășurat în patru stadii, dintre care primele două sînt vulcano-intruzive, în care în ordine s-au format: 1) andezite (92—93 mil. a.), tufuri andezitice și diorite (plutonul Elshita); 2) dacite (87—94 mil. a.) și intruziuni granitice (granite de Elshita, 93—94 mil. a.), cuarț—monzonite și granodiorite (pluton Medet, 90—92 mil. a.) și riodacite (dyke-uri); celelalte două stadii sînt reprezentate de mici corpuri și dyke-uri de diorite porfirice, granodiorite porfirice (75—87 mil. a., la Medet) și cuarț diorite porfirice (Assarel, Țar Assen, Petelovo, Vlaikov Vrkh, Popovo Dere și Medet) și de bazalt-trahiandezite (lave și dyke-uri, 82—70 mil. a.).

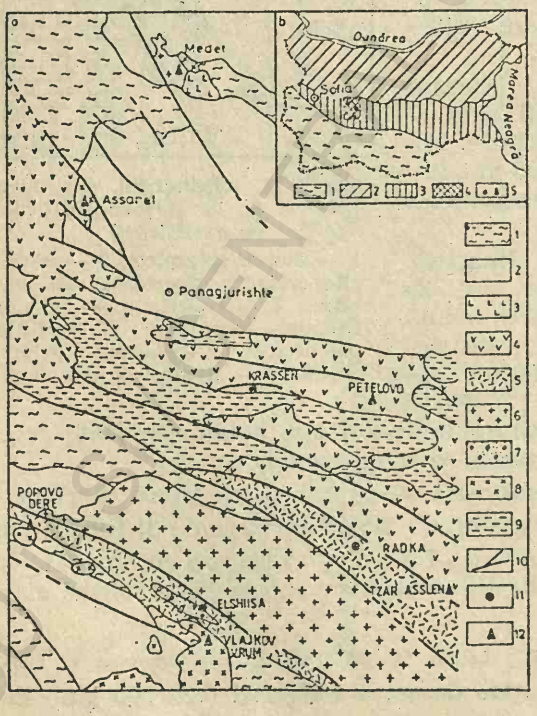

Fig. 5.13. Poziția zonei Sredna Gora și a districtului Panagiurște (a) și harta geologică a districtului Panagiurște (b) [53]:
a: 1 — masivul median Rodopi; 2 — platforma Moesică și zona balcanică cutată; 3 — zona Sredna Gora; 4 — districtul Panagiurște; 5 — zăcăminte porphyry Cu și de sulfuri masive; b: 1 — gnaise precambriene; 2 — granite paleozoice; 3 — gabbrodiorite paleozoice; 4 — andezite și tufurile lor (primul stadiu 92—93 mil.a.); 5 — dacite și tufurile lor (stadiul secund 87—94 mil.a.); 6 — granodiorite și granite de Elsshitsa (93—94 mil.a.) și cuarț monzodiorite-diorite și granodiorite ale stadiilor I și II (90—92 mil.a.); 7 — dyke-uri de riodacite; 8 — diorite-granodiorite și cuarț diorite porfirice subvulcanice (77—75 mil.a.); 9 — fliș; 10 — falie; 11 — sulfuri masive; 12 — porphyry copper.

Mineralizațiile porphyry din districtul Panagiurishte aparțin la două tipuri [53] : 1) tipul Medet — zăcăminte porphyry Cu—Mo asociate cu intruziuni hipabisale de monzodiorite tip Medet ; 2) tipul Assarel — zăcăminte porphyry copper în interiorul rocilor vulcanice intruse de corpuri subvulcanice și dyke-uri de porfire granodioritice și cuarț-diorite porfirice (Vlajkov Vrkh, Țar Assen, Popovo Dere, Petelovo). Primul tip apare într-un horst-anticlinal alcătuit din roci cristaline, în timp ce tipul secund este situat de-a lungul limitei graben cu vulcanite și roci cristaline.

Zăcămîntul Medet este situat în cuarț-monzonitele corpului principal intrusiv hipabisic de la Medet. Intruziunea străbate gnaisele precambriene, granitele paleozoice și gabbrodioritele anticlinoriului Sredna Gora [53].

Plutonul de la Medet (cca 6 km^2) a avut o evoluție polistadială : în primul stadiu s-au format gabbrodioritele fundamentului paleozoic (250 mil. a.), stadiul secund este reprezentat de cuarț-monzodiorite (90—92 mil. a.), iar în ultimul s-au intrus granodiorite și granodiorite porfirice (75—77 mil. a.). Mineralizațiile apar în partea estică a intruziunii cuarț-monzodioritică, la contactul cu granodiorite. Corpul de minereu de formă columnară este cunoscut pe o adîncime de peste 500 m. El reprezintă un stock cu mai multe sisteme de fisuri umplute cu cuarț, pirită, calcopirită și puțin molibdenit ; diseminările sînt de asemenea prezente. În partea superioară a corpului de minereu se cunosc filoane de galenă și sfalerit. Procesele de mineralizare s-au derulat probabil în patru stadii : în primul stadiu — premineralizare — a avut loc feldspatizarea potasică, biotizarea, actinolitizarea și propilitizarea rocilor, iar în celelalte trei stadii s-au depus principalele minerale (calcopirită, pirită, molibdenit și cuarț), urmate de zeoliți și carbonați. Temperaturile de formare a fisurilor de cuarț cu calcopirită-molibdenit sînt de 320—350°C, în timp ce incluziunile filoanelor de cuarț cu galenă și sfalerit arată temperaturi de 240°C.

Zăcămîntul Assarel este situat la cîțiva kilometri sud-vest de Medet (fig. 5.13 b). El este asociat cu o intruziune subvulcanică (stock) de cuarț-diorite porfirice situate în partea centrală a unei structuri vulcanice alcătuită din tufuri și andezite de vîrstă cretacic superioară ; fundamentul cuprinde granite paleozoice. În secțiune orizontală corpul de minereu are formă eliptică. Ca și în cazul zăcămîntului Medet, principalele minerale din fisuri și impregnări sînt pirita și calcopirita ; tennantitul, tetraedritul, molibdenitul, bornitul, galena, sfaleritul ; aurul și argintul nativ apar foarte rar. Principalele minerale de gangă — cuarțul și alunitul — alcătuiesc corpuri (100×100 m ; rar 200×300 m) de cuarțite secundare, iar anhidritul, gipsul și zeoliții apar destul de frecvent. Zăcămîntul s-a format în două stadii : unul de pre-mineralizare, în care a avut loc alterarea rocilor-gazdă, și altul, corespunzător depunerii minereului. Asociațiile de neominerale din zăcămînt prezintă, de la centru spre periferie, următoarea distribuție zonală : cuarț-sericit (alterația filică), cuarț-alunit (silicifiere — cuarțite secundare); feldspat potasic-biotit-cuarț (alterație potasică), clorit-epidot-albit-calcit (alterație propilitică) și cuarț-feldspat potasic (feldspatizări tardive). Mineralele din minereu s-au depus în urmă-

toarea succesiune de parageneze : 1) cuarț-pirită-calcopirită ; 2) cuarț-sfalerit-galenă ; 3) cuarț-pirită ; 4) gips-anhidrit ; 5) zeoliți-baritină-fluorină. Temperaturile de formare (omogenizare incluziuni) pentru primele trei asociații sînt : 311—294°C, 230—215°C și 193—152°C (Bogdanov et al., 1979, în [53]. Raportul Cu : Mo în minereu variază între 100 : 1 și 200 : 1, comparativ cu 30 : 1 pînă la 60 : 1 în zăcămîntul Medet.

Provincia metalogenetică a Pontidelor, Turcia. Munții Pontici (Munții Mării Negre) din Turcia reprezintă o provincie a centurii metalogenetice tethyan-euroasiană, formată ca urmare a consumului crustei oceanice în zona de convergență a blocurilor Arab și Eurasian. Subducția a început aici în Cretacicul mediu și a sfîrșit la finele Miocenului. Ca urmare a acestor deformări compresionale, procesele de sedimentare magmatice și metalogenetice au evoluat în condiții de arc insular și bazine retroarc. Rocile magmatice aparțin următoarelor serii [2] : seria bazică inferioară și a intruziunilor intermediare (Turonian), seria dacitelor (Coniacian-Maestrichtian) reprezentată prin corpuri intruzive, curgeri și piroclastite preponderent de natură dacitică și riolitică, seria bazică superioară (Paleocen—Eocen) constituită din trachiandezite, andezite cu piroxeni și biotit, sienite și seria bazică tînără (andezite piroxenice cu biotit, trachite, bazalt olivine, dacite) de vîrstă oligocen-miocenă și granitoide oligocene (granodiorite porfirice, adamellite, cuarț monzonite).

Principalele procese metalogenetice sînt asociate cu magmatismul seriei dacitice. Zăcămintele formate sînt de tip stratabound (Pb—Zn—Cu) masiv și lenticular. Mineralizațiile porphyry Cu—Mo sînt puțin cercetate. Ele sînt asociate cu roci granitoide oligocene și se cunosc la Ulutas [2], Demirkoy-Ikiztepe, Bakircay, Ikizdere și Balcili (80 mil. a.).

Caucazul Mic, U.R.S.S. Zăcămintele porphyry Cu—Mo din această parte a U.R.S.S. sînt asociate genetic cu trei perioade de magmatism (Gulian et al., 1984) : 1) Jurasic superior — Cretacic inferior (plagiogranite, cuarț-diorite, granite) ; 2) Eocen superior — Miocen inferior (intruziuni subalcaline și granitoide) ; 3) Miocen superior — Pleistocen mediu (trahite, loparite-dacite).

Dintre zăcămintele de Cu—Mo formate în prima perioadă menționăm : Hankavan, Teghut, Srahen. Acestea, ca și altele, sînt asociate cu structuri intruzive hipabisice (Kedabek, Tavush, Tzav, etc.).

Cele mai semnificative mineralizații sînt asociate perioadei secunde de evoluție magmatică și apar în special în zona Zanguezoor. În această zonă magmatismul intrusiv a evoluat de la bazic la subalcalin, în primul stadiu, și la granitoid și acid, în stadiile timpuriu și tîrziu. Mineralizațiile însoțesc granitoidele periferice.

Saindak, districtul Chagai, Pakistan. Între Pontide și Sumatra, Centura tethyan-eurasiană cuprinde numeroase zăcăminte și mineralizații de tip porphyry copper. Ele se cunosc în Caucazul Mic, Iran (zona Zagros), Afganistan (Arghandab), Pakistan (districtul Chagai), Tibet (districtul Yulong) și Birmania (districtul Monywa) [208].

Zăcămintele porphyry copper din districtul Chagai sînt asociate cu complexe magmatice calco-alcaline de vîrstă oligocen-miocenă. Aceste complexe alcătuiesc un arc magmatic extins pe direcție est-vest (500 km) în Pakistan și 140 km (nord-sud) în Afganistan.

În districtul Chagai rocile eruptive variază în compoziție de la diorite la cuarț-diorite (tonalite), granodiorite, cuarț-monzonite la (rar) granite și de la andezite bazaltice la andezite, dacite și riolite. Dintre acestea, dioritele și andezitele predomină. Magmatitele menționate s-au format în două etape : 1) Cretacic superior — Miocen inferior — grupul vulcanic Sinjrani — andezite, bazalte±dacite, riolite (lave și piroclastite) și intruziuni granitoide porfirice, cuarț-diorite (sau tonalite) porfirice și granite porfirice (Oligocen-Miocen) bine conservate, în structuri stratovulcanice, cu care se asociază mineralizațiile de Cu și 2) Pliocen superior — Cuaternar (andezite, dacite, etc.) cînd se formează structuri vulcanice de tipul calderelor (Koh-e-Sultan) și numeroși vulcani de dimensiuni reduse.

Mineralizațiile porphyry copper se cunosc la Saindak, Koh-e-Dailil, Durban-Cha și Dasht-e-Kain [208].

La Saindak lucrările de explorare în detaliu s-au încheiat. Ele confirmă existența unui zăcămînt situat într-o structură alcătuită dintr-o serie vulcano-sedimentară de vîrstă Cretacic superior — Oligocen (formațiunile Sinjrani-Amalaf) care reprezintă alternanțe de roci flișoide (argilite, gresii argiloase, gresii și calcare) cu aglomerate andezitice și stock-uri de tonalite (cuarț-diorite, granodiorite) porfirice (Miocen) în jurul cărora rocile sînt transformate în corneene cu albit-epidit sau (mai rar) în tectite cu epidot-granat-calcit-specularit. Stock-urile sînt străbătute de numeroase dyke-uri de andezite-diorite porfirice și bazalte. În aria Saindak, mineralizațiile de cupru sînt de tip porphyry și filoniene hidrotermale de Cu—Zn. Tipul porphyry este asociat cu trei stock-uri de tonalite porfirice unde alcătuiesc următoarele corpuri de minereu : 1) corpul estic (800/360 m) cu 222 mil. t minereu (0,39% Cu, 0,2 g/t Au), în care mineralizația de cupru este asociată cu zona de alterație potasică ; 2) corpul sudic cu o rezervă de 55 mil. t minereu cuprifer (0,3% Cu, 0,5 g/t Au) și 30 mil. t minereu de Mo (0,024% Mo) asociat de asemenea cu zona de alterație potasică, parageneza cuarț-magnetit-biotit-clorit-anhidrit-epidot-feldspat potasic-pirită, are o zonă centrală slab mineralizată, urmată spre periferie de zonele Cu—Au și Mo ; 3) corpul nordic, care are o rezervă estimată de 20 mil. t (0,5% Cu și 0,5 g/t Au), situată în tonalite marginale hibridizate și în marmure calc-silicatate și în care domină asociația cuarț-magnetit. Minereul corpurilor menționate se îmbogățește considerabil în zonele unde abundă fisurile umplute cu cuarț, sau cu cuarț și gips și sulfuri de Cu, Pb, Zn, pirită, magnetit±turmalină. De reținut că și aici, ca și în cazul zăcămintelor din Munții Metaliferi, filoanele cu Cu—Pb sînt situate în exteriorul corpului de minereu, aproape de limita exterioară a zonei propilitice.

Mineralizațiile prospectelor Koh-e-Dalil și Dasht-e-Kain sînt asociate cu corpuri subvulcanice de tonalite și granodiorite porfirice, respectiv diorite, tonalite porfirice, dacite și andezite porfirice intruse în formațiunile fundamentului și vulcanitele seriei de Sinjrani. De reținut că la Koh-e-Dalil, mineralizațiile însoțesc părțile ridicate ale unor cupole de tonalite și granodiorite porfirice situate în caldere vulcanice (fig. 5.14). O situație relativ similară se întîlnește în caldera Talagiu din munții Zarandului.

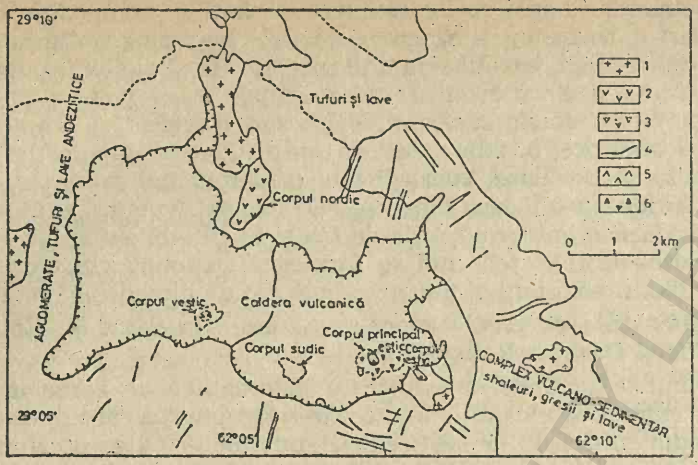

Fig. 5.14. Harta geologică și corpurile mineralizate de la Koh-e-Dalil Pakistan [207] :

1 — diorite neogene ; 2 — diorite paleogene ; 3 — tonalite porfirice neogene ; 4 — dyke-uri de dolerite și andezite ; 5 — dacite porfirice ; 6 — pipe de brecii vulcanice.

5.2.1.2. ZĂCĂMINTE PORPHYRY COPPER ASOCIATE ARCURILOR INSULARE

Arcurile insulare din SV Oceanului Pacific. În arcurile insulare din sud-vestul Oceanului Pacific, crusta continentală lipsește sau este foarte subțire. Datorită acestui fapt, în zăcămintele porphyry copper aurul este, de regulă, un important subprodus, în timp ce molibdenul nu este o prezență comună. În această provincie sînt prezente deopotrivă modele Lowell-Guilbert și dioritic. Rocile-gazdă au străpuns nivelele superioare ale structurilor. Ele sînt foarte tinere (< 16 mil. a.) și s-au format în stadiul tîrziu de evoluție al arcurilor insulare, înainte de încetarea activității vulcanice.

Zăcăminte de vîrstă terțiară în arcurile insulare din vestul Oceanului Pacific se cunosc în Filipine (Marcopper, Santa Thomas II, Boneng Labo, Biga Barot, Santa Nina, Dizon, Marian, etc.), Papua — Noua Guinee (Panguna), Fiji, Antilele Mari, arcul Antilelor, etc. În această arie intruziunile mineralizate străbat fie piroclastite și lave andezitice (insulele Solomon, Filipine, etc.), fie formațiuni de fliș și serpentinite (Sabah), plutoni vechi sau roci metamorfozate. Principalele roci-gazdă sînt de compoziție granodioritică, cuarț-dioritică și dioritică ; cuarț-monzonitele sînt rare. Așa după cum s-a arătat, zăcămintele din această centură au în general conținuturi ridicate în aur, molibdenul lipsind sau fiind în cantități neînsemnate.

Panguna, insula Bougainville, Arhip. Solomon. Zăcămîntul Panguna este situat într-o regiune vulcanică a unui rest din arcul insular Solomon, insula Bougainville. Regiunea cuprinde : lave andezitice și bazaltice („vulcanite de Kieta") de vîrstă Oligocen — Miocen inferior și calcare miocen inferioare acoperite în ordine de lave andezitice, tufuri, aglomerate, sedimente vulcanogene și tufuri („grupul Bougainville"). Mineralizațiile însoțesc intruziuni de compoziție preponderent dioritică (dioritul de Kaverong, 4—3,5 mil. a.) situate în „vulcanitele de Kieta". Alte tipuri de roci

asociate acestor intruziuni sînt granodiorite, andezite de Panguna, porfire cuarţ-feldspatice; există şi o generaţie tirzie de granodiorite. În jurul intruziunii, pe cca 1 000 m lăţime, rocile au suferit modificări termice rezultînd corneene cu amfiboli, plagioclaz, magnetit, albit, epidot, clorit, calcit şi feldspat. Mineralizaţia reprezintă un corp cilindric cu terminaţii eliptice. Ea este situată în andezite de Panguna şi în dioritul de Kaverong şi cuprinde calcopirită şi bornit, subordonat pirită, magnetit, hematit, molibdenit, aur nativ şi minerale de argint. De reţinut extinderea, pe cca 1 700 m lăţime a zonei de alteraţie potasică (cuarţ, biotit, feldspat potasic, sericit) şi pe 800 m, a zonei propilitice (cuarţ, clorit, epidot, pirită). Alterarea argilică ocupă arii foarte restrînse.

Zăcămîntul Panguna are o rezervă de cca 900 mil. t minereu cu 0,48% Cu, 0,55 g/t Au şi 3 g/t Ag. El cuprinde cca 3,4 mil. t Cu, 500 t Au şi 4 700 t Ag.

Zăcăminte porphyry copper din Kazakhstan, U.R.S.S. Majoritatea zăcămintelor porphyry copper şi molibdenum din Uniunea Sovietică sînt de vîrstă paleozoică cu un pic în Carbonifer. Cele mai importante sînt în Kazakhstan, Caucaz, Uzbekistan, Kirghizia şi în lanţul montan Betenevski în Siberia. Majoritatea acestor zăcăminte sînt asociate cu zone de subducţie vechi sau actuale, iar o pătrime dintre cele de Mo—Cu s-au format în arcuri insulare. Ele se situează de-a lungul marginilor continentale sau microcontinentale, iar cele de Mo sînt mai tinere decît zăcămintele de Cu cu care se asociază (Laznick, 1976, în [134]).

În Kazakhstan se cunosc patru tipuri de zăcăminte porphyry copper (Spassk, Botsekulsk, Kounrad, Tologaisk) [225]. Dintre acestea, tipurile doi şi trei sînt situate în arcuri insulare.

Tipul Botsekulsk este asociat cu intruziuni de diorite, diorite porfirice şi plagiogranite-porfirite. Celălalt tip cuprinde două subtipuri, dintre care Kounrad este cel mai important. El cuprinde zăcămintele Kounrad, Actogay, Koksay, Benkala, Kisiltoo, Ciatirkul etc., situate în corpuri intrusive alcătuite din diorite, granodiorite, plagiogranite, granite ($Na > K$). Zăcămintele prezentate s-au format polistadial în: Cambrian mediu (Botsekul); Ordovician (Kisiltoo, Ciatirkul); Devonian mediu (Spassk); Carbonifer inferior (Kounrad, Koksai, Benkala); Carbonifer mediu şi superior (Almali, Oziarno, etc.).

Zăcămîntul Kounrad este situat într-un stock alcătuit din granodiorite, cuarţ-diorite şi cuarţ-porfire; granodiorditele de la periferia stock-ului şi cuarţ-porfirele din interiorul acestuia sînt proaspete. Stock-ul străbate o secvenţă vulcanică de compoziţie preponderent andezitică. În partea superioară a zăcămîntului se află cuarţite secundare bogate în andaluzit. Sub acestea şi deasupra minereului primar, situat în granodiorite silicifiate şi sericitizate, a existat pe cca 100—130 m o bogată zonă de cimentaţie cu calcocit, în prezent exploatată. Minereul primar cuprinde în special calcopirită, pirită şi molibdenit; ultimul mineral se concentrează în partea centrală a corpului mineralizat.

5.2.2. PIPE DE BRECII CU MINERALIZAŢII DE Cu±Mo

Mult mai puţin importante sub aspectul rezervelor de minereu, dar deosebit de căutate pentru conţinuturile ridicate de cupru, cît şi pentru faptul că valorificarea lor nu necesită investiţii mari, pipele de brecii interesează şi prin multiplele probleme asociate modului lor de formare.

Pipele de brecii, de regulă, nu formează corpuri izolate. Ele alcătuiesc grupări situate în acoperișul batholitelor cu compoziție intermediară sau stock-uri și în vulcanitele din acoperiș [361]. După unii autori (Sillitoe, Sawkins, 1971, în [361]), pipele cu mineralizații de cupru însoțesc în special plutonii granodioritici situați în arcurile magmatice. Ele se asociază adesea cu mineralizații porfirice de cupru, formarea lor fiind mai tîrzie decît a acestora ; în acest caz ele s-au format prin procese de fluidizare. Alteori însă, originea unor asemenea corpuri de minereu este deosebit de dificil de explicat. Cîteva exemple de corpuri de brecii care nu fac parte integrală din zăcămintele porfirice de cupru se cunosc în Chile, Mexic, sud-vestul S.U.A., Peru, Coreea, nordul Australiei [361].

În ciuda variației contururilor, pipele reprezintă corpuri cilindrice sau eliptice. Conținuturile în metal al acestor corpuri cresc, în general, în acele arii unde se cunosc grupe de pipe ; pipele izolate conțin minerale de gangă, dar sînt slab mineralizate. Principalele elemente exploatabile sînt Cu și Mo ; uneori interesează și W (scheelit). Minereul din pipe este alcătuit din calcopirită, bornit, molibdenit, pirită, magnetit, hematit (specularit), arsenopirită, sfalerit, tetraedrit, bismutină, fluorină, apatit și puțin Au. Cuarțul este principalul mineral de gangă. El este însoțit adesea de turmalină (Anzi). Alți constituenți minori pot fi carbonații, actinotul, feldspatul potasic, biotitul, anhidritul, sericitul și cloritul.

Alterația filică (cuarț+sericit+pirită) și potasică (în adîncime) este tipică pentru pipele asociate zăcămintelor porphyry copper. Simmons și Sawkins [361] citează existența unei zonalități în distribuția neomineralelor din pipa Washington, Sonora : cuarțul, turmalina și pirita domină în partea superioară, iar în adîncime cresc calcopirita, molibdenitul și scheelitul. Părțile cele mai adînci ale pipei sînt alcătuite în special, din calcopirită, clorit și calcit. O remarcabilă zonalitate prezintă pipa Turmalina din Peru, unde în părțile superioare Mo (1,1%) predomină față de Cu (0,8%), în timp ce treptat, spre adîncime, minereul se îmbogățește în cupru, ultimul nivel al exploatării avînd 3,4% Cu și 0,15% Mo (Carlson, Sawkins, 1980, în [361].

Geneza pipelor de brecii este dificil de explicat. Cîteva date de observație au arătat că : 1) temperatura și salinitatea incluziunilor fluide variază între 300 și 475°C și respectiv 5 . . . 45% cloruri alcaline ; 2) sulful și fluidul hidrotermal din stadiul principal de mineralizare au origine magmatică ; 3) pipele de brecii se asociază în arcuri principale cu un magmatism acid și/sau cu mineralizații porphyry copper ; 4) unele coloane de brecii cuprind numeroase blocuri de roci cu conture rotunjite și de roci bogate în fluor, în timp ce altele sînt alcătuite din fragmente angulare și lipsite de roci cu fluor ; 5) adesea pipele trec spre partea superioară la roci alterate și nebrecifiate.

Interpretarea unor asemenea date a permis elaborarea a numeroase modele genetice care admit formarea pipelor de brecii prin : 1) mineralizări în pantă (Locke, 1924, în [361]) ; 2) retragerea magmei, cînd datorită golului creat au loc prăbușiri [319] ; 3) explozii freatice, vaporii de apă implicați fiind de origine magmatică (Norton, Cathles, 1973) în [361] ; 4) explozii determinate de volatilele magmatice (Phillips, 1973, în [134] ; 5) existența unor soluții proprii rocilor-gazdă (Sillitoe, Sawkins, 1971) în [361]. În prezent, ipoteza exploziilor freatice este cel mai frecvent acceptată în explicarea formării pipelor de brecii. Ea presupune supraîn-

călzirea fluidelor hidrotermale ; anterior proceselor de brecifiere se admite coroziunea rocilor-gazdă de către soluții.

Dintre pipele de brecii mineralizate cu Mo și Cu cunoscute, cea de la Cumobabi, Mexic, pare a fi deosebit de interesantă în special prin modul de formare.

Cumobabi, Mexic. Regiunea Cumobabi este alcătuită dintr-un complex de magmatite calco-alcaline de vîrstă terțiară [361]. În baza acestuia se află o secvență alcătuită din andezite fin granulare bazale (> 200 m) acoperite de curgeri și piroclastite (> 400 m) de compoziție andezitică și dacitică. Această secvență este intrusă de dyke-uri și filoane de cuarț-monzonite, diorite porfirice, granite și granodiorite. Mineralizațiile par a fi asociate cu intruziuni de cuarț-monzonite. Dintre numeroasele falii cunoscute, orientate N-S și E-V, unele au precedat procesele de alterare și mineralizare.

Cele peste 35 corpuri de brecii cunoscute se concentrează în regiunea San Judas-Transvaal. Ele reprezintă brecii de falii, brecii de explozii sau de fluidizare și brecii de prăbușire. Breciile de explozie, ca de exemplu La Verde, sînt grupate, au formă de buzunare și sînt alcătuite din fragmente rotunjite. Ele sînt slab mineralizate. În contrast cu acestea, breciile de prăbușire cuprind fragmente angulare și tabulare de roci puternic alterate (turmalinizate) și cu spații goale între ele. Partea centrală a acestor brecii arată mai multe etape de brecifiere. Alterarea timpurie a generat formarea, în special, a turmalinei, feldspatului potasic, biotitului, cuarțului și apatitului, însoțite de anhidrit în partea centrală a corpurilor de brecie ; la periferia acestora domină alterația propilitică (clorit, pirită ± epidot). Alterația filică succede alterația timpurie și este cel puțin parțial controlată de fracturi sau de zone mai permeabile din brecii. Ea cuprinde sericit, anhidrit, clorit, calcit, pirită și minerale argiloase. Mineralizația asociată alterației potasice este alcătuită din molibdenit și puțină calcopirită. Mineralele de gangă asociate sînt cuarț, ortoclaz, biotit, anhidrit ± epidot, fluorină. Cuarțul este principalul mineral de gangă al breciilor. El formează adesea cristale prismatice cu dimensiuni centimetrice, de regulă, bogate în incluziuni fluide. Aceste incluziuni cu temperaturi și salinitate cuprinse între 340—410°C și respectiv 5—50%, conțin mici tetraedri de calcopirită. Formarea acestui mineral a fost posibilă datorită concentrației ridicate a cuprului (> 1,6%) în fluide (Scherkenbach, Sawkins, 1984, în [361]). Menționăm că incluziunile fluide din breciile San Judas și Transvaal au 2 150 ppm Cu și 1 160 ppm Zn (conținut mediu), la care se mai adaugă cantități însemnate de Na, Ca, K și Cl. Mineralizația asociată alterației filice are caracter cuprifer.

Referitor la sursa mineralizațiilor se poate afirma că aceasta este unică, și anume intruziunile de la Cumobabi. În sprijinul acestei presupuneri se invocă compoziția similară a incluziunilor fluide din corpurile de brecii cu cea determinată pentru mineralizația porphyry copper, uneori situată în împrejurimile acestora.

5.2.3. ZĂCĂMINTE DE SKARNE

Arcurile principale găzduiesc numeroase și importante zăcăminte de skarne. Numărul acestor zăcăminte ar putea fi mult mai mare dacă descrierea lor ar fi făcută în acord cu categoriile specifice tectonicii globale. Termenul de skarne a fost utilizat pentru a descrie asociațiile de silicați

larg cristalizați de origine metamorfogenă, formate primar în roci carbonatice. El va fi utilizat aici, ca și la Sawkins [361], pentru a prezenta asociațiile de minerale de natură metasomatică și hidrotermală generate de procese rezultate din răcirea corpurilor intrusive de compoziție intermediar-acidă. Subliniem că Einaudi et al. [132] împart skarnele în acord cu tipul metalului primar sau după asociația dominantă de minerale calc-silicatate. În general skarnele aparțin la patru tipuri genetice [456] : 1) skarne formate prin reacția dintre magme intermediar-acide și roci carbonatice (skarne de contact metasomatic) ; 2) skarne formate în condiții vulcanice ; 3) skarne rezultate prin metamorfism regional ; 4) skarne formate prin mineralizare. Dacă se au în vedere relațiile genetice dintre zăcămintele de minereuri și skarne, skarnele pot fi împărțite în trei categorii : skarne premineralizație, skarne formate în timpul mineralizației și skarne formate postmineralizație. De asemenea, este important de menționat că skarnele metasomatice alcătuiesc mai multe serii, fiecare dintre acestea reprezentînd condițiile geologice specifice de formare, caracteristicile metasomatice și de mineralizare și modul de evoluție geologică a proceselor de formare.

Investigațiile sistematice asupra zăcămintelor de minereuri din skarnele cu granați și piroxeni din China, în special asupra perechii granat—piroxen sugerează că : 1) zăcămintele de skarne cu Fe-Cu sînt caracterizate de asociația andradit-diopsid, formată în condiții de aciditate scăzută a soluțiilor mineralizatoare și de fugacitatea ridicată a oxigenului ; 2) în zăcămintele de skarne cu W și de skarne cu Fe—Mo—Cu—Pb—Zn asociația predominantă este salitul cu varietatea de trecere dintre grossularit și andradit, fapt ce reflectă aciditatea medie a fluidului ; 3) în zăcămintele de skarne cu Sn asociația caracteristică hedenbergit-grossularit arată aciditatea ridicată și mediul reducător al fluidelor ; 4) în zăcămintele de skarne cu Pb—Zn piroxenii bogați în Mn formați la temperatură scăzută reprezintă o parageneză comună. Tot în China, skarnele din nordul regiunii Thai-Huang-Shan s-au format în trei stadii succesive de alterație și mineralizație : stadiul granat-diopsid (400—300°C, cu 15% apă meteorică), stadiul oxizilor de fier (380—250°C, cu 40% apă meteorică) și stadiul cuarț-sulfuri (290—140°C, cu 60% apă meteorică). Incluziunile lichide conțin Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, HCO_3^{-} și F^{-}. Ele sînt ape sărate de tip Na^{+}—$Ca^{++}/Cl^{-}(F^{-})$—HCO_3^{-}. De reținut că aceste date nu coincid cu ideea tradițională a zăcămintelor de minereuri de contact metasomatic [135].

Interpretarea datelor privind incluziunile fluide și izotopii stabili au indicat că skarnele cu scheelit s-au format la temperaturi $>$ 500°C în timp ce skarnele cu mineralizații polimetalice apar în special între 500 și 350°C (Meinert et al., 1980, în [361]). Aceleași date referitoare la zăcămîntul de skarne cu borosilicați de la Dalnegarsk, U.R.S.S. [130] au evidențiat pentru zonele minerale recunoscute următoarele temperaturi : zona internă (wollastonit), 560—690°C ; zona mediană (hedenbergit), 550—420°C ; zona marginală (andradit), 400—420°C. Mineralizația cu borosilicați este prezentă în toate zonele. Ea cuprinde datolit, danburit, axinit ; datolitul este principalul mineral și substituie silicații zonelor menționate. El s-a format în trei stadii : 365—320°C ; 280—260°C ; 240—220°C.

Studiile izotopice (Taylor, O'Neil, 1977, în [361]) au arătat că în formarea skarnelor fluidele magmatice au avut un rol deosebit ; apa meteorică devine importantă în stadiile finale ale activității hidrotermale, ea

fiind responsabilă de metamorfismul retrograd și de unele redistribuiri de minerale din minereu.

Referitor la variațiile de temperatură, de salinitate și de compoziție chimică remarcate la zăcămintele de skarne s-a constatat că acestea scad progresiv de la corpul intruziv spre periferia acumulărilor. Un exemplu în acest caz îl constituie zăcămîntul de skarne cu scheelit de la King Island unde temperatura ($> 800°C$) și salinitatea (65%) maximă a fluidelor scad progresiv cu îndepărtarea față de corpul granodioritic de vîrstă devoniană ; procesul de mineralizare s-a realizat la 650 bari. Modificările mineralogice remarcate în acest zăcămînt constau în special în îndepărtarea Mo din skarnele bogate în Mo și W, formate în stadiul timpuriu, și formarea prin redepunere sub influența amestecului apelor meteorice cu fluidele magmatice a skarnelor sărace în Mo și W.

Din cele relatate este important de reținut că skarnele de contact metasomatic se formează, de regulă, în două stadii : unul inițial, de temperatură ridicată, cu silicați în calcare, și altul, de temperatură scăzută, cu sulfuri. De asemenea trebuie subliniat că influența apelor meteorice în formarea asociațiilor de minerale din skarne nu este de neglijat, în special spre partea finală a proceselor de mineralizare.

Einaudi et al. [132] disting trei stadii în formarea skarnelor mineralizate : a) stadiul corespunzător penetrării magmei, antrenării în circulație a apei metamorfice și apariției aureolelor de metamorfism termic și a skarnelor de reacție (fig. 5.15 a) ; b) stadiul apariției apei magmatice

Fig. 5.15. Model schematic privind stadiile de formare a skarnelor ([132] cu modificări) :

a — stadiul de penetrare a magmei, de migrare a apei meteorice și de formare a aureolei de metamorfism și a skarnelor de reacție ; b — stadiul de generare și de migrare a fluidului magmatic de-a lungul faliilor și stock-ului și formarea exokarnelor și a sulfurilor în calcare ; c — stadiul de răcire a sistemului datorită apei meteorice, de alterare sericitică a stock-ului și de alterare retrogradă a skarnelor și corneenelor. 1 — corneene ; 2 — skarne de reacție ; 3 — exoskarne ; 4 — endoskarne ; 5 — apă metamorfică ; 6 — apă magmatică ; 7 — alterație retrogradă a corneenelor ; 8 — alterație retrogradă a skarnelor ; 9 — alterație sericitică ; 10 — substituții cu sulfuri.

și al formării plutonului, a endo- și exoskarnelor și a mineralizației de sulfuri în ariile de substituții metasomatice (fig. 5.15 b) ; c) stadiul de răcire a sistemului, de apariție a apei meteorice și de alterare sericitică, de alterare retrogradă a skarnelor și corneenelor și de formare prin substituții metasomatice în calcare a unor asociații cu carbonați—silicați—sulfuri (fig. 5.15 c). Urmărind distribuția skarnelor cu magnetit, tot Einaudi et al. [132] remarcă asocierea lor cu skarne calcice în arcuri insulare și marginile lor interioare sau cu skarne magneziene în arcuri de tip cordilleră.

Aceiași autori susțin asocierea skarnelor calcice cu intruziuni de tip dioritic și cu un metasomatism al sodiului cu care ocazie se introduce în sistem pe lîngă alte elemente și Co, mai puțin Ni. Ca exemple se menționează zăcămintele Larap, Filipine, Diaquiri, Cuba, Empire Mine, Vancouver și unele zăcăminte din Urali. Spre deosebire de zăcămintele de skarne calcice, cele magneziene sînt genetic asociate cu intruziuni acide (cuarț-monzonite, granodiordite, granite) și se formează în special în roci dolomitice. Dintre zăcămintele cunoscute menționăm Eagle Mountain, California (> 50 mil. t), Fierro, districtul central minier, New Mexico și unele zăcăminte din U.R.S.S., Banat, Iugoslavia etc.

Zăcămintele de skarne cu W par a fi asociate cu stock-uri și batholite preponderent de compoziție granodioritică. Ele se cunosc în vestul S.U.A., în nordul Mexicului, în Asia Centrală Sovietică, Caucaz, Urali, Banat, Iugoslavia etc.

Skarnele cu sulfuri sînt de asemenea prezente în ariile arcurilor principale. Ele se concentrează în margini continentale și mai puțin la periferia plutonilor cuarț-dioritici sau granodioritici din arcurile insulare. Skarnele cu sulfuri se asociază fie cu zăcăminte de tip porphyry copper, fie cu intruziuni nemineralizate [132]. Principalul element util este Cu, în ordine urmînd Zn și Pb.

Referitor la caracteristicile generale ale zăcămintelor de skarne metasomatice de contact se pot preciza următoarele : 1) adîncimea și temperatura de formare variază în general de la 1 la cîțiva km și respectiv 350—800°C ; 2) ivirile apar în rocile din apropierea intruziunilor, de preferință în roci carbonatice ; 3) corpurile de skarne au conture extrem de neregulate, adesea brusc terminate, sînt concentrate de-a lungul planelor de stratificație, de fisuri, etc. și prezintă variații remarcabile de structură ; 4) minereul poate cuprinde unul sau mai multe elemente utile (Fe, Cu, W, C, Zn, Pb, Mo, Sn, etc.) sau minerale (magnetit, specularit, grafit, Au, calcopirită, pirotină, scheelit, wolframit, galenă, sfalerit, pirită, molibdenit, casiterit) ; 5) principalele minerale de gangă sînt : grossular, hedenbergit, epidot, actinolit, wollastonit, diopsid, forsterit, anortit, cuarț și carbonați ; 6) rocile-gazdă ale minereului reprezintă skarne, tactite și/sau marmore ; 7) structura și textura minereului este larg cristalizată și rubanată ; 8) zonalitatea este adesea prezentă. Ea prezintă de la corpul intruziv spre exterior, următoarea distribuție de parageneze : zona sterilă cu silicați la contact — magnetit — sulfuri.

În continuare prezentăm cîteva zăcăminte de skarne formate în condiții tectonice de arcuri magmatice.

În prezent nu dispunem de date sigure pentru a prezenta mineralizații de skarne de vîrstă precambriană asociate unor arcuri magmatice principale. Cu siguranță că o bună parte din asemenea mineralizații cunoscute în terenurile cristaline vechi fac parte din această grupă. Ele însă au o importanță economică redusă (Mary Kathleen (U), Australia, Lofoten-Versterâlen etc.).

Tot din lipsă de precizări privind cadrul tectonic de formare în acord cu ipoteza tectonicii globale, numărul zăcămintelor de skarne de vîrstă paleozoică, ce urmează a fi prezentate, se limitează la cele cunoscute în Urali, Asia Centrală, Australia, Banat. După părerea noastră, mineralizațiile asociate zonelor metalogenetice, caracterizate de Bilibina et al. [150] ca făcînd parte din zone geosinclinale de generație secundă, de vîrstă variscă intermediară din Urali, aparțin unui cadru tectonic de tip arc magmatic principal.

Zăcămintele de skarne Cu—Fe din zonele Magnitogorsk și Valerianovsk, Urali. Etapa de evoluție intermediară variscă din Urali este caracterizată de formarea în Carboniferul inferior de depresiuni geosinclinale secundare sau de un tip de eugeosinclinal de generație secundă (după Stille) în mare parte suprapus pe un intrageosinclinal. În depresiunile amintite se concentrează o mineralizație particulară, de tip skarne cu fier, cunoscută în special în Muntele Magnitnaia (fig. 5.16), zona Magnitogorsk.

Zona metalogenetică Magnitogorsk corespunde zonei geotectonice cu același nume. Ea este alcătuită din depozitele soclului străbătute de intruziuni granitoide de vîrstă carboniferă (granite, granodiorite, granosienite, diorite) cu care se asociază genetic zăcăminte mari de fier tip skarne (Magnitogorsk, fig. 5.16), zăcăminte de skarne și filomiene cu scheelit (Bouranovsk) și zăcăminte filoniene de aur ; mai puțin importante sînt filoanele de baritină și ivirile cu mineralizații de plumb.

Un alt zăcămînt, similar cu tipul Magnitogorsk, este Sokolovsk. El aparține zonei metalogenetice Valerianovski și este situat în zona de contact a calcarelor cu un masiv intruziv de diorite și sienite porfirice. Zăcă-

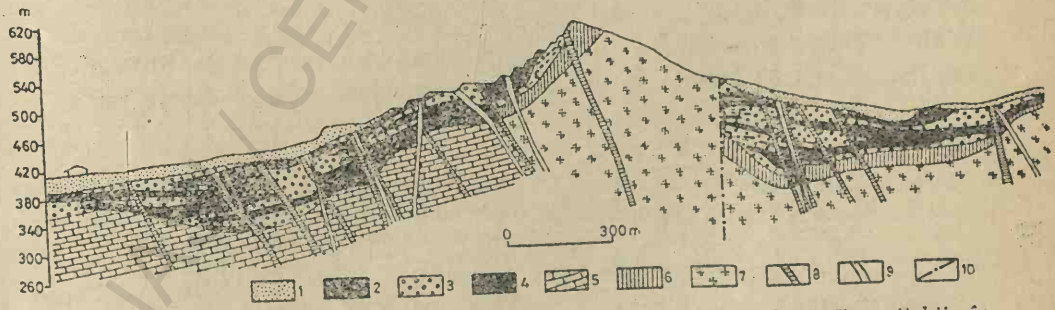

Fig. 5.16. Secțiune geologică prin muntele Magnitnaia, Ural (după Zavaritskii, în [50] cu modificări) :

1 — aluviuni și minereu aluvionar ; 2 — minereu oxidic ; 3 — skarne ; 4 — minereu primar ; 5 — calcare metamorfozate ; 6 — ataschite ; 7 — porfirite ; 8 — filoane de diorite ; 9 — filoane de roci acide ; 10 — falie.

mîntul are o formă stratiformă și o înclinare de 60—80° în partea centrală ; spre sud și nord înclinările scad. Zăcămîntul, de aceeași vîrstă cu cel de la Magnitogorsk, este acoperit de depozite sedimentare continentale albian-cenomaniene peste care stau sedimente marine cretacic superioare, paleogene și neogene. Grosimea acestor depozite variază între 35 și 100 m. Minereul este alcătuit din magnetit și puțin hematit și sulfuri.

Zăcăminte de skarne în Asia centrală, U.R.S.S. La periferia sudică a cratonului siberian se află un important arc magmatic. El se dezvoltă în regiunile montane și deluroase din republicile central-asiatice ale U.R.S.S. Lanțul montan Tian-Shan este principala zonă de apariție a intruziunilor granitoide asociate acestui arc. Dintre zăcămintele de skarne mai importante cunoscute menționăm pe cele de W de la Liangar și Ingicike (Asia centrală), de W-Sn de la Maihur (Republica Tadjică) și de Cu—Bi—Mo—W de la Katparul nordic (Kazakstan) [268].

Zăcămîntul Liangar se află în Asia centrală, regiunea Muruntau. În aria zăcămîntului se cunoaște o secvență detritogenă de vîrstă paleozoic inferioară în a cărei parte centrală se află calcare. În apropierea contactului cu o intruziune granitică acestea au suferit modificări metamorfice de contact (marmore) și pirometasomatice (skarne). Procesele metamorfice au afectat în special calcarele situate pe marginea nord-vestică a intruziunii granitice. Corpurile de minereu au o morfologie complexă. Ele reprezintă skarne cu piroxeni-granați și scheelit, cu grosimi pînă la 30 m. În compoziția minereului se menționează epidot, cuarț, calcit, hornblendă, fluorit, Bi nativ, diferite sulfuri (Smirnov, 1965, în [268]).

Zăcămîntul Ingicike reprezintă o concentrare de scheelit în skarne granato-piroxenice situate la contactul dintre granite posibil paleozoic superioare și calcare paleozoice. Corpul de minereu în acoperișul unui dyke granitic alterat se extinde în calcarele din jur și în fracturile din cadrul acestora (fig. 5.17).

Mineralizațiile zăcămîntului Maihur sînt asociate genetic și spațial cu intruziuni de granite aplitice de vîrstă probabil paleozoic superioară. Asemenea intruziuni sînt bine cunoscute în mai multe arii din partea centrală a Republicii Tadjice. La Maihur, ele străbat roci sedimentare și metamorfe paleozoice și prepaleozoice și sînt intruse de dyke-uri de lamprofire mai recente decît mineralizația. Granitele din regiune au suferit intense albitizări, asociate unor procese de greizenizare. Mineralizația este controlată de factori litologici și tectonici. Ea se asociază cu skarne piroxenice cu W(Zn) și skarne granatifere cu Sn care alcătuiesc corpuri lentiliforme, stratiforme sau cu forme neregulate, localizate la contactul dintre rocile

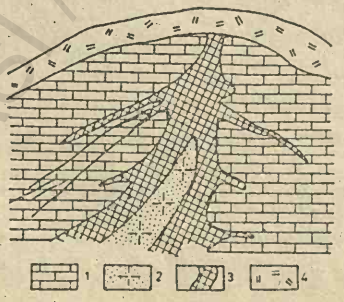

Fig. 5.17. Secțiune geologică schematică prin zăcămîntul de skarne cu W Ignicike, Asia centrală, URSS (după Djamaleidinovu, 1971, în [268]), cu modificări) :
1 — marmore ; 2 — granite ; 3 — skarne cu minereu ; 4 — sol.

carbonatice și granite, în interiorul stratelor de calcare sau la contactul dintre acestea și șisturi, afectate de fracturi orientate nord-vest și submeridionale.

Zăcămîntul Katparul Nordic este situat în zona Uspenscă din Kazakhstanul central. După Abeuova și Miroșnicenko et al. (1978, în [268], mineralizațiile acestui zăcămînt reprezintă : corpuri de skarne cu Cu—Bi—Mo—W situate în roci carbonatice, deasupra zonelor de intruziuni granitoide și filoane — zone de impregnare cu Cu—Mo în interiorul granitelor. În calcare și skarnele mineralizate este caracteristică asociația wollastonit-granat-fluorit-apofilit și mai rar fisuri de cuarț, frecvente însă în zonele de stockwork-metasomatice din nord-estul structurii. Fisurile au grosimi ce variază de la milimetri la cîțiva centimetri. Lungimile și grosimile maxime ale acestor fisuri și ale unor filoane de cuarț apar în zonele apicale ale intruziunilor și în calcarele din imediata vecinătate a acestora. Aci se află corpul principal de minereu care înclină 75—80° spre sud. El cuprinde două zone bogate în minereu : una urmînd partea apicală a granitului, iar a doua situată pe primii 200—300 m în calcarele din jurul intruziunii ; ultima zonă este cea mai importantă.

Spre NE și SV de această zonă, cît și în zonele stockwork-metasomatice de pe flancurile intruziunii, conținuturile în elemente utile scad.

Zăcămîntul de skarne cu scheelit, King Island, Australia. Acest zăcămînt este situat între Australia și Tasmania, în apropiere de Bass Strait, unde se cunoaște un număr important de zăcăminte de skarne cu scheelit [134]. Skarnele apar în sedimente de vîrstă proterozoic superior-cambrian inferioară intruse de granodiorite și adamellite de vîrstă carbonifer inferioară. Aceste roci par a fi diferențiatele granitelor de Aberfoyle și Storey's Creek, din districtul Tasmania, cu care se asociază genetic mineralizații de Sn și W (Danielson, 1975, în [134]. Skarnele cu andradit purtătoare de mineralizație s-au format prin substituția selectivă a calcarelor. Adesea, acestea mai conservă resturi de marmore. Corpurile de minereu însumau în 1975 o rezervă de 7 mil. t. cu 0,75% WO_3.

Mraconia, Munții Almajului, România. La est de masivul ultramafic ofiolitic de Tisovița-Iuți [275] situat într-o poziție allohtonă față de formațiunile cristaline înconjurătoare, în seria de Neamțu (Proterozoic mediu) se cunosc mineralizații lentiliforme și de corpuri neregulate de skarne cu scheelit±Mo, sulfuri de tip porphyry molibdenum [436]. Metamorfitele seriei de Neamțu au caracter terigen-vulcanogen și au fost metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin. Ele sînt reprezentate de paragnaise și mai puțin amfibolite. De remarcat prezența mai multor nivele subțiri și discontinui de calcare dolomitice. Întreaga secvență a suferit un metamorfism retrograd mai pronunțat spre contactul cu metamorfitele seriei de Corbu, ultimele de-a lungul contactului tectonic cu masivul Tisovița-Iuți alcătuind zona milonitică de Corbu (protomilonite, milonite, ultramilonite, blastomilonite) [275].

Formațiunile seriei de Neamțu, atît în zona zăcămîntului, cît și la nord și sud de acesta sînt străbătute de dyke-uri și filoane de granodiorite, diorite, dacite, dolerite, etc. de vîrstă probabil paleozoică.

Corpurile de minereu reprezintă : 1) concentrații de scheelit în corpuri lenticulare și neregulate de skarne magneziene formate la contactul dyke-urilor de granodiorite cu calcarele menționate ; 2) stockwork-uri de dimensiuni modeste cu mineralizații de molibdenit în masa granodioritelor alterate potasic, filic și argilic ; 3) zone de impregnații cu Mo±

sulfuri, scheelit în rocile din jurul intruziunilor ; 4) filoane cu mineralizații polimetalice±Au. Ultimul tip de mineralizație are o importanță economică redusă. Principalele minerale metalice din corpurile de skarne sînt : pirită, calcopirită, sfalerit, scheelit, magnetit, hematit±bornit, aur, molibdenit.

5.2.3.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOIC-TERȚIARĂ

În Mezozoic, mai puțin în Terțiar, s-au format numeroase zăcăminte de skarne. Ele se caracterizează printr-o mare variație a formei de zăcămînt, dar și a elementelor utile (Cu, Fe, Pb, Zn, Mo etc.). De asemenea este de remarcat larga răspîndire a zăcămintelor de skarne în arcurile magmatice principale ale centurilor metalogenetice tethian-eurasiană și circum-pacifică. Prezentăm cîteva din cele mai reprezentative zăcăminte de skarne.

Zăcăminte de skarne în centura tethian-eurasiană

În aeralul dintre Europa și Sumatra, acumulările de tip skarne, ca și cele de tip porphyry copper, sînt genetic asociate cu intruziuni hipabisice și subvulcanice de compoziție preponderent acidă.

Zlato, Carpații vestici, Slovacia. În partea sud-estică a districtului Štiavnica, la Zlato, se cunosc mineralizații de cupru de tip porphyry, și de skarne și filoniene polimetalice. Mineralizațiile zăcămîntului Zlato reprezintă produsele primei etape de mineralizație, asociate genetic cu punerea în loc a grandioritelor [69]. Mineralizația de tip stockwork-impregnare (0,35—0,4% Cu, la cca 500 m adîncime) apare într-un mic corp de granodiorite porfirice intruse în șisturi cristaline paleozoice, depozite sedimentare triasice (dolomite, șisturi argiloase, gipsuri și anhidrite) și andezite badeniene. În jurul intruziunii, în special la contactul cu dolomitele triasice, s-au produs intense procese de contact — pirometasomatice și hidrotermale. Mineralizațiile zăcămîntului sînt concentrate în special în skarne, au caracter cuprifer și s-au format în două stadii : 1) stadiul de formare a skarnelor cu magnetit, hematit, forsterit, piroxeni, pleonast, granați, wollastonit, vezuvian, scapolit și 2) stadiul de depunere a sulfurilor, reprezentat prin două asociații : pirită-calcopirită-pirotină±galenă, sfalerit și pirită-sfalerit-galenă-calcopirită-bornit-covelină-tennantit. Într-o etapă ulterioară celor două stadii s-au format filoane cu mineralizații polimetalice. Un alt zăcămînt genetic similar cu cel de la Zlato, este cel de skarne cu magnetit, sărac în sulfuri, de la Vyhne-Klokoč.

Recsk, Ungaria. Zăcămîntul Recsk cuprinde mineralizații de tip porphyry copper, de tip skarne cuprifere și skarne cu magnetit, de tip hidrometasomatic-polimetalic și de tip hidrostatic cu enargit [222]. Enumerarea reflectă succesiunea cronologică de formare. Tipul de mineralizații porphyry copper a fost prezentat anterior.

Procesele de skarnizare au afectat atît părțile marginale ale intruziunii (endoskarne) de compoziție andezitică-dioritică, cît și calcarele din jur. Skarnele au în special caracter calcic. Ele cuprind frecvent trei asociații de minerale : granat-diospit, diopsid-actinolit și actinolit-epidot. Alterația subsecventă a skarnelor a produs așa-numitele aposkarne cu magnetit, anhidrit și serpentină. Localizarea skarnelor a fost controlată de natura rocilor-gazdă : cînd acestea au fost roci necarbonatice, skarnele apar în corpul intruziv andezitic-dioritic, iar cînd la contact se află calcare apar exoskarnele, andezitele fiind propilitizate (fig. 5.18).

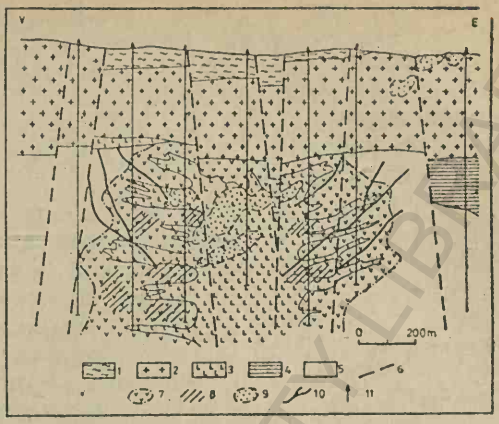

Fig. 5.18. Secțiune geologică prin zăcămîntul de skarne cu Cu de la Recsk, Ungaria (după Németh, 1975, în [287], cu modificări) :

1 — marne și argile oligocen medii ; 2 — formațiune andezitică stratovulcanică eocenă ; 3 — andezite subvulcanice ; 4 — argile triasic medii ; 5 — calcare și dolomite triasic medii ; 6 — falie ; 7 — zone afectate de alterații de contact metasomatic ; 8 — skarne cu sulfuri ; 9 — minereu de Cu diseminat ; 10 — filoane cu Pb-Zn ; 11 — foraje.

După Kiss [222] principalele minerale în skarne sînt : actinot-tremolit, diopsid, piroxmangit, hedenbergit-salit, grossular-hibschit (hidrogrossular), andradit, wollastonit, clorit-antigorit, anhidrit, pirită, calcopirită, magnetit, hematit. Sulfurile și oxizii de fier se concentrează sub formă de cuiburi, diseminări, cît și în rețeaua de fisuri. Endoskarnele formează corpuri relativ subțiri (10—50 m), puternic înclinate (50—60°), cu extinderi de cca 100 m pe orizontală și verticală. Ele au 1—1,5% Cu (conținut mediu). Pirita și calcopirita sînt principalele minerale metalice din endoskarne. Cele mai mari concentrații de cupru apar în exoskarne (cca 1,5% conținut mediu). Acestea formează fie corpuri stratiforme și subparalele cu stratificația inițială a calcarelor, fie lentile transversale și filoane. Grosimile medii ale corpurilor de minereu sînt de 2—6 m ; ele variază între 1 și $>$ 20 m. Lungimile, insuficient cunoscute, par a nu fi mari. Minereul acestor skarne cuprinde calcopirită, pirită și ocazional pirotină și bornit. Spre partea superioară și lateral în corpurile de minereu apare sfalerit, după care spre exterior se trece la mineralizația polimetalică de substituție hidrometasomatică. De reținut cantitatea mare de pirită din skarne (30—40%), iar uneori concentrarea acesteia sub formă de pirită masivă. După Baska et al. (1980 în [222] condițiile de T—P de formare a skarnelor ar corespunde unor adîncimi de 1—1,5 km adîncime.

Skarnele din Munții Apuseni și Banat, România. În România magmatismul calcoalcalin laramic (banatitic) s-a manifestat într-o arie cuprinsă între Munții Apuseni la nord și partea de sud-vest a Carpaților, de aici trecînd în estul Serbiei și în zona structural-metalogenetică Sredna Gora din Bulgaria. Evoluția acestui magmatism a avut caracter polistadial, [85, 87, 92, 392] : vulcanite maestrichtiene (andezite, dacite, riolite (ignimbrite) și piroclastite asociate) și roci intruzive paleogene cu o evoluție de la diorite (corpuri subvulcanice) în stadiul timpuriu, la monzodiorite-diorite-granodiorite sau granodiorite-granite (plutoni și corpuri subvulcanice) în stadiul principal și dyke-uri de roci bazice, în special lamprofire, în stadiul final.

În arealul menționat, activitatea postmagmatică este asociată de regulă cu intruziunile stadiului principal. Ea constă în recristalizarea și metasomatismul rocilor din jur. Tot ea a generat zăcăminte de tip porphyry, parțial descrise, zăcăminte de skarne și filoniene. Plutonii au intrus forma-

țiuni premezozoice (șisturi cristaline, siltite, conglomerate, etc.) și mezozoice (calcare, argilite, gresii, roci ofiolitice, etc.) ; la contactul lor, în funcție de natura rocilor din jur, s-au format șisturi pătate, corneene, marmore și/sau skarne calcice cu minereuri de Fe, de Mo—W sau de Cu—Fe, skarne magneziene cu Fe—B, mai puțin filoane. Acestea din urmă cuprind minereuri de Au-pirită, Mo-cuarț, Pb—Zn—Cu și Ba care apar, de regulă, în plutonii și apofizele lor.

În prezent se cunosc puține date referitoare la zăcăminte de skarne atribuite activității postmagmatice terțiare din Munții Metaliferi. Asemenea acumulări probabil că sînt la nivele mai profunde. În acest sens, menționăm ca zonă de interes structura Măcriș-Voia unde forajele executate au evidențiat prezența unor periskarne și skarne calcice cu pirită. Acestea se situează în special pe rama vestică a neck-ului Măcriș (F20, m 670—850), la contactul dintre intruziunea subvulcanică andezit-dioritică și calcarele jurasice de sub cuvertura miocenă [43]. Cu această precizare trecem la prezentarea unor zăcăminte de skarne asociate metalogenezei laramice situate în munții Bihor, Gilău, Poiana Ruscă și în Munții Banatului.

Activitatea magmatică laramică din Munții Bihor s-a desfășurat probabil în două cicluri [392] sau în patru stadii caracterizate prin [92] : 1) andezite, dacite, riodacite și riolite (silluri, dyke-uri, mici corpuri) bine reprezentate în partea de sud și de vest a acestor munți (ciclul 1) ; 2) andezite cuarțifere, diorite porfirice cuarțifere, subordonat monzonite cuarțifere și diorite cuarțifere (dyke-uri) (ciclul 1) ; 3) granodiorite porfirice, granodiorite, granite porfirice, pegmatite granitice și microgranite porfirice, toate diferențiate ale unui pluton (Băița-Hălmagiu) ale cărui apofize se cunosc la Stînișoara-Obîrșia, Hălmagiu etc. (ciclul 2) ; 4) andezite bazaltice, bazalte și lamprofire (dyke-uri) cu orientare preferențiată NV—SE (ciclul 2).

În cupola plutonului menționat, pe cca 1—1,5 km se dezvoltă o aureolă de metamorfism termic (șisturi pătate, corneene cu biotit, corneene cu biotit, andaluzit și cordierit), pirometasomatic (skarne calcice și/sau magneziene±minereu) și hidrometasomatic (zone silicifiate, sericitizate, argilizate±minereu polimetalic). Ultimul tip de alterări este bine reprezentat în partea centrală și sudică a Munților Bihor, unde de fapt se concentrează majoritatea zăcămintelor polimetalice [157]. De reținut distribuția zonală periplutonică a proceselor de alterare și mineralizare din Munții Bihor [249, 92].

În Munții Bihor ivirile de skarne sînt numeroase [157, 87, 92]. Cea mai importantă ivire cunoscută este la Băița-Bihor [86, 340], unde în raport cu plutonul granitic mineralizațiile prezintă o zonalitate verticală : Mo în granite, corneene și skarne, spre exterior urmînd skarnele calcice cu mineralizații de Mo—W—Bi—Te, skarnele magneziene cu minereu de Cu—W—Bi, skarne magneziene cu mineralizații de Pb—Zn și B în zonele dolomitizate.

La Băița-Bihorului plutonul granitic străbate calcarele barremiene ale autohtonului de Bihor și dolomitele carniene și calcarele noriene ale pînzei de Codru (fig. 5.19). Aceste roci sînt recristalizate și parțial transformate în skarne. Deasupra acestora se situează roci detritice permiene cornificate ale pînzei de Arieșeni. Numeroase dyke-uri de andezite și lamprofire laramice, orientate NNW, străbat structura. Contactul tectonic Blidaru și sistemul de fracturi conexe, inclusiv alte fracturi subparalele

cu orientare NNW (Baia Roşie, Sturzu, Antonio) sînt principalele elemente structurale care controlează mineralizaţia. Mineralizaţiile alcătuiesc în special corpuri cu contururi neregulate (Antonio, Baia Roşie, Sturzu, Golfu, Tr. S. Coşuri, etc.) a căror distribuţie este controlată în cea mai mare parte de faliile Blidaru, Terezia-Coşuri, Secundar, Fîntînele, Ludovic şi Antoniu. Extinderile pe verticală ale acestor corpuri sînt în general de cca 150—300 m ; grosimile variază de la metri la zeci de metri. Minereul asociat cu skarne reprezintă următoarele zone metalogenetice [92] : 1) zona cu Mo şi formaţiunea de minereu Mo—Bi—W caracterizată prin asociaţia molibdenit-bismutină-scheelit-sulfosăruri de bismut-Bi nativ în skarne cu grossular-andradit, wollastonit, vezuvian şi diopsid) ; 2) zona cu B, exclusiv formată la periferia corpurilor cu skarne magneziene, caracterizată prin asociaţia ludwigit-szaibelyit-kotoit-fluoborit ; 3) zona cu Cu reprezentată prin formaţiunea Cu—Bi—W asociată cu corpurile de skarne magneziene constituită din asociaţia calcopirită — sulfosăruri de Bi(în special aikinit)—scheelit, în skarne cu diopsid, condrodit, clinohumit, forsterit şi flogopit ; 4) zona cu Pb—Zn întîlnită în special în skarne magneziene. Subliniem localizarea mineralizaţiilor de sulfuri de Cu (fisuri, impregnări, cuiburi) şi scheelit în partea superioară a corpurilor de skarne cu diopsid şi a scheelitului şi mineralelor de Bi în partea inferioară a acestora. Succesiunea de depunere în cadrul minereului este [90] : molibdenit$_2$, aikinit$_1$, bismutină$_2$, scheelit$_2$, calcopirită$_1$, scheelit$_3$, sfalerit, galenă, cosalit, bursait, galenobismutină, aikinit$_2$, witichenit, bornit, calcopirită$_2$, tetradimit şi Bi nativ.

Pe bordura estică a masivului cristalin al Gilăului, în apropierea contactului cu depozitele de cuvertură cretacic-paleogene ale Bazinului Transilvaniei, la Maşca-Băişoara, Maşca şi Cacova-Băişoara se află impor-

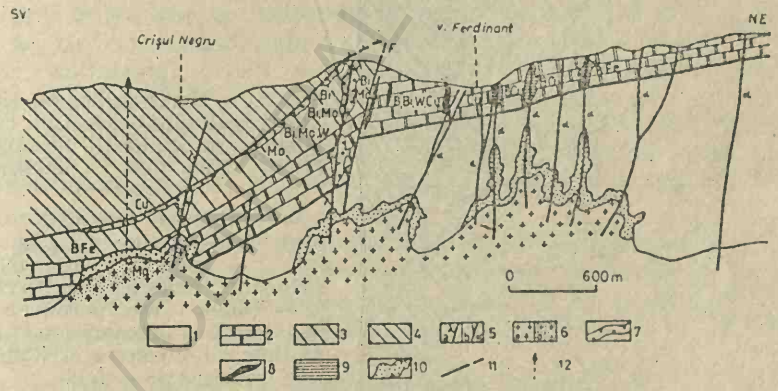

Fig. 5.19. Secţiune prin zăcămîntul Băiţa Bihorului ([85] cu modificări) : 1 — calcare barremiene recristalizate (autohtonul de Bihor) ; 2—3 roci carbonatice recristalizate şi metamorfozate metasomatic, în pînza de Codru ; 2 — dolomite carniene ; 3 — calcare noriene ; 4 — corneene ; 5 a — lamprofire laramice parţial transformate în skarne cu granaţi, idiocraz şi diopsid cu Mo ; 5 b — andezite laramice ; 6 a — granite laramice ; 6 b — granite cu mineralizaţii de Mo ; 7 — skarne wollastonitice cu mineralizaţii de Bi, Mo, W, Cu ; 8 — skarne magneziene cu mineralizaţii de B, Fe, W şi Cu ; 9 — stock cu mineralizaţii de B, Bi, W şi Cu ; 10 — skarne calcice probabil mineralizate ; 11 — linie de încălecare ; 12 — foraj.

tante zăcăminte de magnetit și sulfuri asociate cu skarne calcice și magneziene [200, 241, 392]. Principalele corpuri de minereu sînt localizate în formațiunea carbonatică a grupului Baia de Arieș (?), la contactul cu dyke-urile banatitice (granodiorite). Formațiunile cristaline și depozitele cretacice din jurul intruziunilor menționate au suferit modificări termice (corneene) și pirometasomatice (skarne). Corpurile intruzive reprezintă diferențiatele unui pluton de compoziție granit-granodioritică ale cărui apofize apar la Cacova-Băișoara, Mașca, Băișoara și Lita-Băișoara. Numeroase filoane și dyke-uri de dacite, andezite și lamprofire străbat fundamentul cristalin allohton ca și depozitele sedimentare, exclusiv pe cele de vîrstă paleogenă. Distribuția acestor roci este controlată în special de fracturi cu orientare NNW, mai puțin NE-SW (fig. 5.20). Corpurile de minereu, obișnuit cu lungimi de zeci de metri și grosimi variabile de la metri la cîțiva zeci de metri, au forme neregulate ; lentile compacte, filoane metasomatice, impregnații și aglomerări sub formă de cuiburi sînt de asemenea prezente. Minereul are în general următoarea compoziție : magnetit, hematit, ludwigit, pirotină, pirită, sfalerit, calcopirită, galenă, marcasită. Subordonat mai apar goethit, hidrogoethit, bornit, covelină. Molibdenit și arsenopirită apar numai la Mașca-Băișoara și Mașca.

Rama estică a Munților Gilău ar putea conține zăcăminte de tip metasomatic de contact cu fier și hidrotermale de sulfuri (filoane, corpuri de substituție, impregnări, etc.), la nord, la est și la vest de actualele centre în activitate.

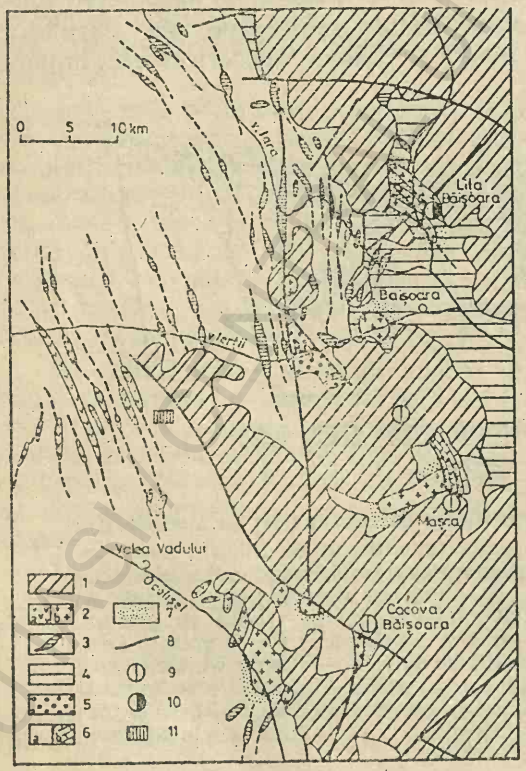

Fig. 5.20. Harta geologică simplificată a regiunii Cacova-Lita cu principalele mineralizații laramice din Munții Gilău ([64] cu modificări și completări) :

1 — formațiuni sedimentare paleogene ; 2 — dacite (a), granodiorite (b) ; 3 — andezite (± diorite) ; 4 — sedimente cretacice nediferențiate ; 5 — conglomerate permiene ; 6 — metamorfite precambriene nediferențiate (a) și calcare cristaline (b) ; 7 — corneene ; 8 — falie ; 9 — skarne cu mineralizații de fier ± sulfuri ; 10 — mineralizații de sulfuri ; 11 — mineralizații de Au, Ag, Pb, Zn.

În Munții Banatului, asociate cu intruziunile laramice de compoziție monzonit-diorit-grano-dioritice situate de-a lungul celor trei aliniamente — estic, central și vestic (fig. 5.6) — se cunosc mineralizații poligenetice de tip porphyry copper, pirometasomatic și hidrotermale [87, 189, 340]. Mineralizații pirometasomatice apar în special pe aliniamentul vestic.

Aliniamentul estic (Teregova-Lăpușnicel-Orșova) continuă în Jugoslavia (Deli Iovan). El cuprinde mici intruziuni de diorite cuarțifere porfirice, monzodiorite cuarțifere + granodiorite, etc. În România pe acest aliniament se cunosc iviri de skarne, iar mineralizațiile reprezintă impregnări și mici filoane cu pirită±Au, Cu, asociate unor fracturi cu orientare aproximativ N-S. La Teregova corpul intruziv cuarț dioritic-monzodioritic, prin tipurile de alterări (filic, propilitic, etc.), ca și modul de dispunere a ivirilor de sulfuri (fisuri de cuarț cu pirită±calcopirită), sugerează o posibilă mineralizație porphyry Mo (Cu) [175, 369, 82].

Aliniamentul central (Ruschița-Bozovici-Șopot) se caracterizează prin mineralizații de tip porphyry Cu—Mo și de tip skarne cu cupru cunoscute la Lăpușnicul Mare și de Pb, Zn, Cu de la Ruschița-Varnița [340]. La Lăpușnicul Mare skarnele au caracter calcic. Ele apar la contactul dintre intruziunile subvulcanice (monzodiorite cuarțifere) și sedimentele cretacice și sînt slab mineralizate cu hematit±magnetit, pirită, calcopirită.

Principalul zăcămînt al aliniamentului central este Ruschița-Varnița. În această arie din sudul Munților Poiana Ruscă formațiunile fundamentului atribuite seriei de Ghelar, formațiunea șisturilor verzi de Ruschița — Alun de vîrstă devoniană, constituită din calcare, șisturi clorito-sericitoase, șisturi clorito-calcaroase, etc., sînt străbătute de dyke-uri de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (fig. 5.21). Corpurile de minereu de tip stockwork-uri sau de forme neregulate au diverse dimensiuni și urmăresc contactul dintre dyke-urile de roci laramice, calcarele și șisturile clorito-calcaroase din jur. Ele sînt localizate în brecii calcaroase, amfibolite sau skarne parțial hidrotermalizate. Minereul este alcătuit din asociații de tip pirometasomatic (magnetit, oligist, diopsid-sallit, granat, tremolit, wollastonit, brucit, vezuvian, scapolit) și hidrotermal (galenă, sfalerit, calcopirită, pirită, bornit, tetraedrit, hematit, cuarț, calcit, dolomit, clorit, actinot, epidot, brannerit). De reținut că la Ascuțita-Varnița mineralizațiile se prezintă sub formă de impregnații de sulfuri comune, parțial cuprifere, localizate în skarne amfibolice cu epidot și magnetit (tip Ascuțita-Varnița, Rădulescu et al., 1984).

Aliniamentul vestic (Nădrag-Ocna de Fier-Dognecea-Moldova Nouă) concentrează principalele zăcăminte metalifere din Banat. Acestea sînt de tip preponderent pirometasomatic în districtul Ocna de Fier-Tincova și de tip predominant hidrotermal în districtul Moldova Nouă-Ruschița [340, 189].

În primul district mineralizațiile sînt de Fe și polimetalice. Variatele tipuri de skarne cunoscute apar în jurul plutonilor granodioritici de la Tincova-Nădrag (SW Poiana Ruscă) și Bocșa-Ocna de Fier-Dognecea (v. fig. 5.6). La Tincova-Nădrag se cunosc mici corpuri de skarne cu piroxeni, granat și epidot cu magnetit ; marginal intruziunii, în aria afectată pirometasomatic și hidrotermal, sînt prezente mineralizații hidrotermale de impregnare cu caracter pronunțat cuprifer (±Mo, W). Corpurile de skarne de formă neregulată apar la contactul dintre calcarele seriei de Ghelar cu plutonul granodioritic care cuprinde și mineralizații de tip por-

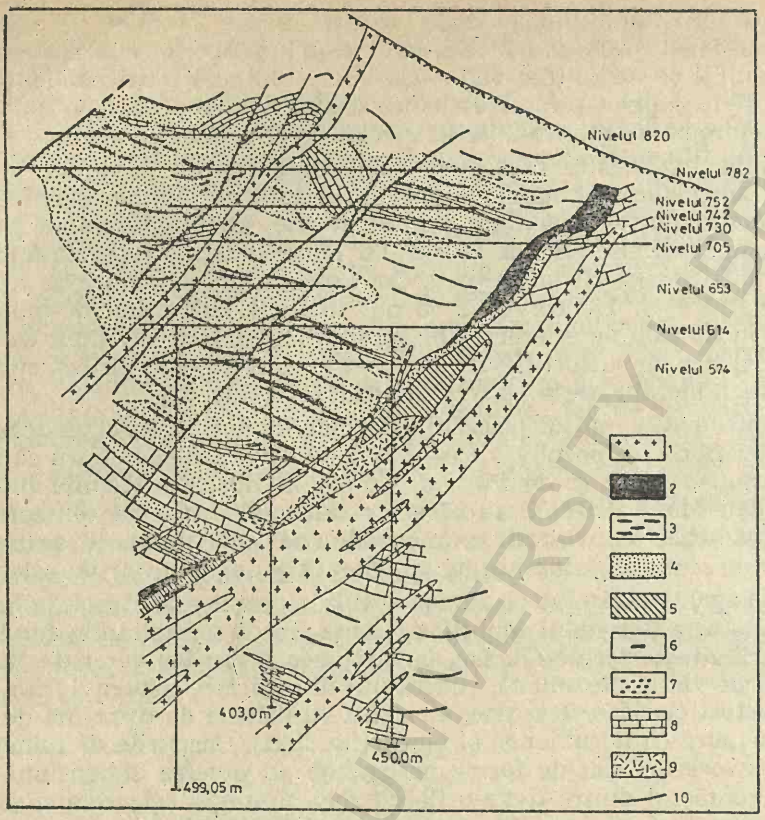

Fig. 5.21. Secțiune geologică prin zăcămîntul de Pb-Zn Ruschița (după Kräutner, Kräutner, 1972, din [340]) :

1 — cuarț andezite cu hornblendă și biotit ; 2 — minereu de sfalerit, galenă ± calcopirită ; 3 — impregnații ; 4 — skarne și șisturi alterate hidrotermal ; 5 — skarne și șisturi alterate hidrotermal situate de-a lungul breciilor de falie ; 6 — calcare, șisturi clorito-cuarțoase, șisturi cloritoase ± șisturi amfibolitice cu albit, micașisturi clorito-cuarțoase ; 7 — cuarțite brune cu sericit ; 8 — marmore de tip Ruschița-Alun ; 9 — brecii tectonice ; 10 — falie.

phyry Cu—Mo. Minereul skarnelor este constituit din diopsid, sallit-hedenbergit, granat (grosular-andradit), epidot, cuarț, clorit, actinot, calcit, sideroză, magnetit, hematit, ilmenit, titanit, calcopirită și pirită.

Principalele zăcăminte de skarne din Banat sînt la Ocna de Fier și Dognecea [223, 429, 189, 340]. Ele apar la contactul dintre plutonul banatitic și rocile calcaroase tithonic-neocomiene la Dognecea și barremian-apțiene la Ocna de Fier. Plutonul amintit, de compoziție preponderent granodioritică, este situat într-o zonă de fracturare cu orientare N—S și de șariaj a unităților supragetice peste sedimentele mezozoice ale bazinului sedimentar Reșița-Moldova Nouă (fig. 5.6). Deformările rupturale și contactele dintre intruziuni și sedimentele din jur controlează skarnele granatifere cu oxizi de fier ± sulfuri de la Ocna de Fier sau cu sulfuri comune de la Dognecea. Acumulările reprezintă corpuri alungite (pipe pirometasomatice), mai puțin benzi și filoane.

La Ocna de Fier skarnele au fost bogate în fier. Ele reprezintă skarne calcice (andradit) cu magnetit și hematit (Delius, Reichenstein, Magnet). In cariera Magnet se cunosc și skarne magneziene cu forsterit, flogopit, diopsid, ludwigit și magnetit. Aceleași skarne împreună cu skarne magneziene alcătuiesc uneori (Simon Iuda, Iuliana) corpuri pirometasomatice cu minereu cuprifer, polimetalic și cu oxizi de fier.

Spre deosebire de Ocna de Fier, la Dognecea grupurile de skarne se concentrează pe rama nord-vestică și sudică a plutonului, la contactul cu calcare. Minereul din partea nord-vestică are caracter cuprifer și este asociat cu skarne andraditice și salitice. Către sud se remarcă prezența skarnelor cu Mn-hedenbergite, ilvait, sfalerit și galenă. În minereul de la Dognecea s-au identificat următoarele minerale : granați, piroxeni (Mn-salit, Mn-ferosalit, Mn-hedenbergit, Mn-ilvait), wollastonit, epidot, hematit, magnetit, pirotină, calcopirită, pirită, sfalerit, galenă, arsenopirită, bismutină, cosalit, dognacskait, tetradimit, tetraedrit, dolomit, ankerit, calcit.

La sud de Dognecea, în celălalt district, la Ciclova, Sasca și Moldova Nouă se cunosc, de asemenea, zăcăminte de skarne. Aceste acumulări sînt controlate, ca și în districtul anterior, de planul de șariaj N—S și de fracturile cu orientare E—W. Intersecțiile acestor două elemente disjunctive au constituit centrele activității magmatice — plutonul de cuarț monzonite și cuarț-diorite de la Ciclova și micile intruziuni subvulcanice de cuarț-diorite de la Sasca și Moldova Nouă, și metalogenetice — variatele tipuri de skarne și mineralizații de tip porphyry Cu—Mo [152, 87, 101, 189, 340].

De notat că aceste zăcăminte de skarne apar la contactul dintre rocile intruzive și sedimentele carbonatice mezozoice din jur. Astfel, la Ciclova, plutonul cuarț-monzodioritic, cu separații cuarț-dioritice care pătrund calcarele cretacic inferioare, cuprinde la periferia lui periskarne și skarne ; importante economic par a fi numai acele acumulări de skarne situate în jurul apofizelor de cuarț-diorite porfirice. Skarnele sînt fisurate bistadial : primele care apar sînt cele cu diopsid, iar ulterior formate sînt cele cu vezuvian și granați. Aceste skarne au fost alterate subsecvent (epidot, clorit, actinot, cuarț). De notat că alterația filică din cuarț-dioritele porfirice și cu ivirile de aposkarne controlează mineralizațiile de tip porfiric de Cu și de Mo—W (calcopirită, molibdenit, cuarț, scheelit), de Cu—Co—As (pirită, calcopirită, cubanit, cobaltină, glaucodot, löllingit, arsenopirită, cuarț, epidot, actinot, clorit și calcit), de Cu—W (bornit, calcopirită, scheelit, cuarț, sericit, calcit — principalul moment metalogenetic) și de Cu—Zn—Pb (sfalerit, calcopirită, galenă, cuarț).

La Sasca Montană sedimentele (Permian-Mezozoic) din jurul corpurilor intruzive au suferit recristalizări și metasomatizări. Parțial, corpurile intrusive au fost transformate în periskarne și skarne granditice cu grosular. Tot parțial, rocile intruzive arată alterații de tip potasic și filic cu care se asociază mineralizații slabe de sulfuri (pirită, calcopirită, molibdenit) și magnetit. Metasomatismul apocarbonatic [87] a generat în două stadii skarne calcice și magneziene. Într-un prim stadiu s-au format skarne cu diopsid, wollastonit și forsterit, iar în stadiul secund apar grandite cu vezuvian, scapolit și flogopit. Hidrometasomatitele prezente cuprind tremolit, clorit, epidot, cuarț și carbonați. Subliniem asocierea principalelor mineralizații din regiune cu alterația apogranditică unde fisurile și impregnările cuprind calcopirită, magnetit, pirită, bornit, digenit, molibdenit, pirotină, calcozină, arsenopirită, aur, sfalerit, argentit și hematit [100].

O compoziție mineralogică similară au și corpurile de skarne, de brecii tectonice și hidrometasomatice din calcare. Principala caracteristică a zăcămîntului de skarne de la Sasca este lipsa oricărei zonalități [100], iar majoritatea mineralelor din minereu formează asociații în dezechilibru [101].

La Moldova Nouă [152] mineralizațiile s-au format în contextul unei intense activități pirohidrometasomatice și hidrotermale. Aici se cunosc cele mai importante zăcăminte de skarne cu granați și cupru și mineralizații de tip porphyry Cu—Mo din Banat. Principalele acumulări apar în sectorul sudic (Suvorov-Valea Mare, Gărîna-Vărad). Ele sînt asociate genetic și spațial cu corpurile de cuarț-diorite laramice în jurul cărora rocile jurasic-cretacice au fost transformate în corneene cu biotit și andaluzit, actinot, diopsid, cuarțite cu wollastonit, marmore cu wollastonit, granați, spineli, mice, serpentine, etc. și skarne calcice (grandite andraditice), mai puțin skarne magneziene (diopsid, forsterit, flogopit). Skarnele cuprind Cu și Fe. Ele au în general dimensiuni reduse și forme neregulate. Minereul prezintă aspecte compacte și de diseminare (fig. 5.6) și este alcătuit deopotrivă din asociații de tip piro- și hidrometasomatic : granați, piroxeni, vezuvian, magnetit, hematit, pirită, pirotină, sfalerit, calcopirită, bornit, tetraedrit, galenă, realgar, epidot, clorit, adular, cuarț, calcit, siderit, dolomit, baritină, anhidrit, gips, zeoliți [152].

Ridnaj-Krepoljin, Majdanpek, Bor, Jugoslavia. Skarnele laramice din Jugoslavia sînt numeroase, dar puține reprezintă acumulări de interes economic. Ele sînt distribuite în două zone metalogenetice ale centurii euroasiatice tethisiene : zona Ridnaj-Krepoljin și zona Bor [204, 205].

Zona Ridnaj-Krepoljin reprezintă o arie relativ îngustă (10—15 km), caracterizată prin sisteme de fracturi profunde și o activitate magmatică andezit-dioritică de vîrstă oligocen-miocenă. Aceste roci, extinse pe cîteva zeci de kilometri spre Dunăre, cuprind intruziuni subvulcanice. În această zonă se cunosc zăcăminte hidrotermale de înlocuire de Pb—Zn—Ag±Au, de formă lenticulară la contactul andezitelor cu intruziunile dacit-andezitice (Kučajna) și zăcăminte de skarne cu pirită, pirotină, calcopirită la Ridnaj și de skarne cu Pb—Zn la Reskovica ; ultimele cuprind sfalerit, subordonat galenă, calcopirită, magnetit, local minerale de Bi (cosalit, etc.), molibdenit și scheelit. Prin asociația paragenetică aceste acumulări de skarne par a prezenta asemănări cu cele de la Ciclova.

În zona metalogenetică Bor, se cunosc skarne la Majdanpek și Bor. În primul caz, intruziuni de diorite și cuarț-diorite porfire de vîrstă senoniană străbat depozite mezozoice (conglomerate, gresii, calcare, etc.) și formațiuni cristaline algonkiene. Skarnele cunoscute se situează la periferia unui zăcămînt porphyry Cu—Mo (0,3—0,6 km). Ele sînt mineralizate cu magnetit și uneori cu sfalerit. Tot la Majdanpek se cunosc și mineralizații hidrotermale filoniene de Pb—Zn și de pirită compactă. În cazul secund, la Bor se cunosc skarne slab mineralizate cu Pb—Zn situate la periferia zăcămintelor de tip porphyry copper. Cea mai importantă ivire este cunoscută la Valja Saka.

Bardtzeto, Bulgaria. Acest zăcămînt aparține districtului metalogenetic Malko Tîrnovo situat în partea sud-estică a Bulgariei, în interiorul anticlinoriului Strandza. Structura zăcămîntului cuprinde intruziuni mici de sienite, diorite și granite porfirice laramice situate în roci carbonatice și carbonat-silicatate de vîrstă triasică, jurasică și cretacică. Skar-

nele cunoscute sînt piroxenice cu magnetit și cuprind o asociație hidrotermală alcătuită din calcopirită, pirită și molibdenit. Corpurile de minereu apar la contactul calcarelor cu micile intruziuni, au forme columnare neregulate și lenticulare.

Zonele Somkhet-Kafan și Pșekiș-Tîrnîauz, Munții Caucaz, U.R.S.S. Zona Somkhet-Kafan este un segment al centurii metalogenetice tethian-eurasiene. Ea se situează în Caucazul Mic. De-a lungul acestei zone se cunosc depresiuni vulcanice cu mineralizații de pirită și arii ridicate cu granitoide cu care se asociază genetic zăcăminte de skarne cu magnetit și de Cu tip porphyry [412]. Activitatea magmatică de vîrstă paleogen-neogenă este asociată proceselor de subducție a blocului afro-arabian sub blocul eurasian. Asemenea procese au avut loc, se pare, la periferia Masivului Median Iranian. În Cretacicul superior-Eocenul mediu, în zona Somkhet-Kafan alcătuită preponderent din depozite jurasice, o intensă activitate vulcanică a generat asociația bazalt-andezit-dacit-riolit; mineralizațiile asociate sînt masive de Cu—Zn—pirită de origine vulcanogenă (Madneuli, Tsiteli, Sopeli), de pirită—Ba—Pb—Zn—Cu (Madneuli, David-Garedji), de hematit (Paldauri) și de Mn (Bogvi). Ele sînt în majoritate de origine hidrotermal-metasomatică. Zăcămintele de tip porphyry Cu—Mo (Madjaran, Agaran, Dasta Rett, Djindara, Paragachai), skarnele cu oxizi și sulfuri, ca și unele filoane de cuarț cu minereu cuprifer-polimetalic sînt controlate de fracturi și de prezența intruziunilor monzonit-granodioritice porfirice. Zăcămintele de skarne formează corpuri neregulate și de dimensiuni în general modeste. Există o excepție — zăcămîntul de skarne cu magnetit de la Dacekesan, care reprezintă corpuri de skarne situate la contactul cu o intruziune granodioritică.

Zona Pșekis-Tîrnîauz [268] este situată în Caucazul Mare. Ea reprezintă o arie cu orientare NNW, în care se înscrie cîmpul minier cu același nume. Regiunea cuprinde o secvență detritică de vîrstă Devonian superior-Carbonifer inferioară, marmore, gresii, șisturi cu intercalații de conglomerate, urmată de una carbonifer inferioară vulcanogenă (tufuri, tufite, șisturi, diabaze, spilite, porfirite, porfire cuarțifere) și alta terigenă de vîrstă Carbonifer mediu-Carbonifer superior (conglomerate, șisturi argiloase; pe alocuri apar și depozite liasice inferioare (conglomerate, gresii, șisturi argiloase). În perioada Mezozoic-Cainozoic, în regiune a avut loc o intensă activitate magmatică din care au rezultat roci bazice și ultrabazice (serpentinizate) și granite porfirice cu biotit (stocuri), leucogranite, leucodiorite și plagioclazite (dyke-uri) în masa rocilor carbonatice, plutonii fiind controlați de sisteme de fracturi cu orientare VNW. Sedimentele din jurul intruziunilor sînt transformate în corneene cu amfiboli, cu andaluzit sau cu andaluzit-cordierit și în skarne.

Corpul de granitoide „Pauka" cuprinde filoane cu granat-piroxen și molibdenit-cuarț, iar corpul „Samolet" are la contactul cu rocile din jur skarne cu scheelit. O secvență ulterioară este alcătuită din liparite (neck, dyke) și bazalte, asociate cu fracturi orientate.

Zăcămîntul Tîrnîauz se află într-o structură anticlinală în care se găsesc calcare marmoreene străbătute de granite porfirice leucocrate (fig. 5.22 a, b). Skarnele se situează la contactul dintre rocile intruzive și calcare sau dintre acestea din urmă și gresii și șisturi cornificate. Marea masă a skarnelor sînt piroxenice. Ele urmăresc contactul rocilor cornificate și calcare și cuprind mineralizații de Mo și W. La nord și sud de corpurile de skarne, corneenele și leucogranitele cuprind mineralizații de

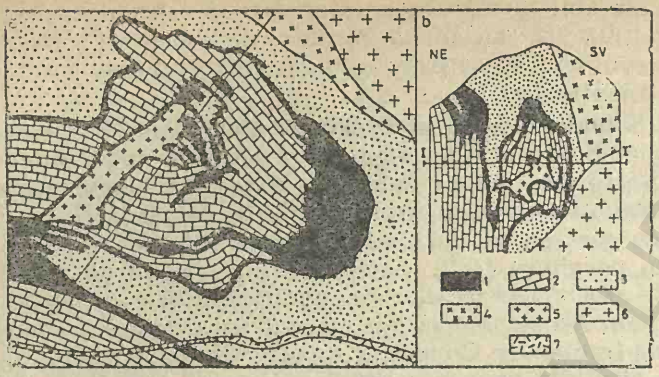

Fig. 5.22. Planul de orizont I-I (a) și secțiune geologică (b) prin zăcămîntul de skarne cu Mo și W Tîrnîauz, Caucazul de Nord ([268] cu modificări) :
1 — skarne cu minereu ; 2 — marmure ; 3 — gresii și șisturi cornificate ; 4 — plagiogranite ; 5 — granite porfirice leucocrate ; 6 — granite porfirice cu biotit ; 7 — dyke-uri de liparite.

Mo ; W deși este prezent nu prezintă importanță economică. Spre NW și SE skarnele se îmbogățesc în minereuri cu sulfuri de Sn, Bi și Cu (skarnele Malovo Mukulana" și „skarnele nordice"). În partea de NW a cîmpului minier se află coloana Gitcie-Tîrnîauz cu minereu de Zn—Sb.

Cele mai importante corpuri de minereu de skarne cu Mo—W cunoscute sînt : Principal, Nord-Vestic, Mukulansk, Central și Sudic.

Skarnele formate pe corneene cuprind 60—80% din totalul de minereu existent în skarne. În acestea domină asociațiile amfiboli-plagiocalz și piroxen-plagioclaz. De reținut formarea skarnelor cu piroxen-granat și granat-piroxen între skarnele anterior amintite. Skarnele formate pe calcare cuprind wollastonit în amestec cu piroxen, granat, vezuvian ± olivină. În raport cu intruziunile, skarnele arată următoarea zonalitate : endoskarne granato-piroxenice, exoskarne piroxenice, granato-piroxenice și granato-wollastonitice.

Minereul cuprinde în general scheelit, molibdenit și molibdoscheelit ; raportul WO_3 : Mo variază de la 4 : 1 la 8 : 1. Spre adîncime conținutul în W crește brusc, în locul molibdenitului formîndu-se molibdoscheelit (10—20% Mo^{6+}) și scheelit.

Zona metalogenetică Taebaegsan. Coreea de Sud. În această zonă din partea median-estică a Coreei de Sud rocile plutonice și hipabisale calco-alcaline extinse E—W de-a lungul sinclinalului paleozoic Hambaeg și al secvenței sedimentare mezozoice sînt larg răspîndite. Cu ele sînt asociate genetic numeroase zăcăminte de skarne cu W—Mo, Fe—Cu și Pb—Zn, cunoscute între Shinyemi și Ulchin (60 km lungime). Aceste zăcăminte au fost grupate după cadrul tectonic local de formare, compoziția minereului și particularitățile geochimice astfel [455] : 1) zăcămîntul cu scheelit-molibdenit Sangdong (83 mil.a.), stratiform, fără contacte cu roci eruptive și format la temperatură înaltă (550—450°C) și în mediu reducător ; 2) corpuri neregulate masive de magnetit-calcopirită denumite Keodo, situate în skarnele piroxenice ($Di_{93}Hd_7$—$Di_{66}Hd_{33}Jo_1$) și granditele granatifere ($Gr_{77}Ad_{21}Ps_2$—$Gr_{25}Ad_{74}Ps_1$) de la contactul cu granodiorite porfirice (107 mil.a.) ;

3) zăcăminte sub formă de coloane înalte situate la distanță față de sursa fluidelor, cunoscute la Yeonhwa I ca stratiforme în contact cu cuarț-monzonit porfirele hipabisale (73 mil.a.) de la Yeonhwa II, ca și scurte pipe în asociație cu dyke-uri de riodacite (49 mil.a.) la Ulchin. Ultima grupă reprezintă skarne bogate în Fe și Mn — skarne în special piroxenice ($Di_{58}Hd_{27}Jo_{15}$—$Di^4Hd_{91}Jo_5$), mai puțin skarne cu granați ($Hd_{19}Gr_{72}Sp_9$—$Hd_{99}Gr_0Sp_1$) și alte minerale silicatate.

Skarnele asociate batholitelor din vestul Americii de Nord. Trei batholite mai importante domină coasta de vest a Americii de Nord : Idaho și Sierra Nevada în S.U.A. și Aconchi în partea de vest a Mexicului. Asociat cu activitatea pirometasomatică generată de aceste batholite se cunosc numeroase zăcăminte de skarne (Meinert et al., 1980 și Nokleberg, 1981; în Sawkins, 1984). Minereul skarnelor este bogat în wolfram. Corpurile de skarne se situează în special la contactul dintre corpurile intrusive mai mici aflate în acoperișul batholitelor. În modul de distribuție a skarnelor s-a remarcat prezența unei zonalități : zonele distale adiacente marmorelor reprezintă skarne cu wollastonit cu puțin grossular, idiocraz și diopsid ; progresiv cu apropierea de contactul cu corpul intruziv apar zone cu skarne granatifere cu andradit-grossularit, skarne cu diopsid-hedenbergit și scheelit și la contact skarne amfibolice cu hornblendă, plagioclaz, microclin, magnetit și scheelit. Mineralele formate sînt rezultatul schimbului datorat remobilizărilor de către fluidele metasomatizante a CaO și CO_2 din calcare și a SiO_2, Fe total, MgO, MnO, Al_2O_3 și Na_2O,K_2O din rocile intruzive. Soluțiile au fost bogate în WO_3. În general, zăcămintele de skarne formate sînt de dimensiuni mici ; cel mai mare — Pine Creek Mine — depășește 10 mil. t minereu. Un alt zăcămînt, ceva mai mic dar bogat în sulfuri, este Mason Valley (Einaudi, 1977). Zonalitatea skarnelor în acest zăcămînt se prezintă de la marmore spre maximul de dezvoltare a acestora astfel : talc-magnetit-calcit, tremolit-magnetit-calcit, piroxeni-sulfuri, granat-piroxeni-sulfuri și granat. Aceste skarne sînt de tip distal, contactul cu granodioritele jurasice ale batholitului Yerington fiind la 1—2 km. Skarnele proximale caracterizîndu-se aici prin conținut scăzut de sulfuri ($<5\%$), raportul calcopirită : pirită $=>10\%$, absența oxizilor de fier, predominarea andraditului și uneori a zonelor de brecifieri.

Tot în Nevada, la Battle Mountain se cunosc zăcăminte de skarne cu aur în conglomerate calcaroase, situate periferic față de un sistem porphyry copper de vîrstă Terțiar mediu (Blake et al., 1978, în [361].

Interesant este modul de distribuție a mineralizațiilor de tip skarne cu Ag—Pb—Zn în zăcămîntul Darwin din California (Sawkins, 1984). În acest zăcămînt acumulările de sulfuri masive apar în skarnele cu diopsid, granat și idocras din vecinătatea stockului de cuarț-monzonite de vîrstă jurasică (~180 mil.a.). Acest stock străbate calcare și roci detritice, primele transformate parțial în skarne și respectiv corneene. După Rye et al. (1974, în [361]), formarea progradă a skarnelor este separată de perioada de depunere a sulfurilor printr-un moment de intensă tectonizare (fig. 5.23). Studiul izotopilor și al incluziunilor fluidelor mineralizatoare arată că ultimul stadiu de mineralizare s-a realizat la temperaturi de cca 325°C, cu salinitate de 25% cloruri alcaline ; *p*H-ul inițial al soluțiilor a fost 4,8, iar după formarea skarnelor a devenit 6,7.

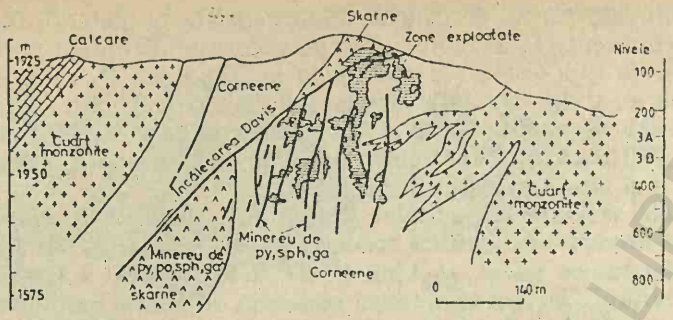

Fig. 5.23. Secțiune geologică prin zăcămîntul de skarne cu Pb-Zn-Ag Darwin, California ([353] cu modificări).

Memé, Haiti. Mina Memé se află în nordul insulei Haiti. Ea reprezintă un zăcămînt de skarne bogat în Cu (2,5%) format la contactul dintre un bloc de calcare cretacice și o intruziune cuarț-monzonitică [134], marginal constituită din sienodiorite și granodiorite. Contractul dintre endo- și exoskarne se face gradat. Skarnele conțin granați, diopsid, hema- marginal constituită din sienodiorite și granodiorite. Contactul dintre tit, magnetit, pirită, molibdenit, calcopirită, bornit, calcocit, digenit. Temperaturile de formare a skarnelor au variat între 480 și 640°C. Texturile de exsoluții sugerează că temperatura minimă de formare a sulfurilor de Fe—Cu nu a depășit 350°C, iar mineralele cele mai tinere s-au format la cca 250°C.

Zăcăminte de skarne cu Fe din Chile și Peru. În America de Sud, în apropiere de coasta Pacificului se cunosc numeroase zăcăminte de skarne cu magnetit și magnetit masiv. Ele sînt de origine piro- și hidrometasomatică și se află la contactul stockurilor dioritice cu vulcanitele și sedimentele din jur. Asemenea mineralizații se cunosc pe cca 600 km lungime în partea centrală a Republicii Chile, mai puțin în Peru [361]. Principalul zăcămînt, mai bine cunoscut, este El Romeral din Chile (Bookstrom, 1977, în [361]). Acesta reprezintă mai multe corpuri de minereu puternic înclinate, orientate N-S, situate de-a lungul dioritului de El Romeral. Corpul principal și nordic se caracterizează prin prezența în andezite porfirice, respectiv în șisturile paleozoice a asociației magnetit-actinolit. În compoziția minereului intră următoarele minerale : magnetit, actinolit, plagioclaz (An_{22-32}), diopsid, clinozoizit, sfen, clorapatit, scapolit, turmalină, clorit, pirită, calcopirită, mice și argile. Avînd în vedere datele experimentale, mineralele din minereu s-au format la temperaturi de 475—550°C și la o presiune de 2 kb.

5.2.4. ZĂCĂMINTE FILONIENE, STOCKWORK-URI ȘI CORPURI DE BRECII

Arcurile magmatice principale găzduiesc numeroase mineralizații filoniene. Ele sînt situate în părțile superioare ale structurilor vulcanice sau ale stockurilor și batholitelor. Asemenea mineralizații sînt frecvent întîlnite în centurile metalogenetice mezozoice-terțiare circumpacifice și tethian-eurasiene. De subliniat că mineralizații similare apar și în alte

cadre tectonice asociate zonelor de subducție (back-arcuri, rifturi, etc.) și că ele sînt importante prin metalele conținute și extrase : Sn, W, Mo, Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag.

Zăcămintele filoniene, ca și cele apropiate lor, dar mai puțin frecvente — corpurile tabulare — prezintă o mare variație a lungimilor și grosimilor, a aspectelor structural-texturale și a compoziției mineralogice. De exemplu, grosimea filoanelor poate varia de la cîțiva milimetri la peste 100 m ; lungimile pot fi de ordinul metrilor, sutelor de metri și kilometrilor.

Filoane pot exista în toate tipurile de roci situate în și în împrejurimile intruziunilor (Munții Metaliferi, Oaș și Gutîi, Munții Anzi și Cordilleri din America de Sud și Nord, etc.). Ele pot concentra : un singur metal, ca de exemplu filoanele cu Au nativ de la Musariu (Munții Metaliferi [32], cu Au±Cu asociate cu Coastal Batholit din Peru, ca și cele cu Au din arcul Sierra Nevada, California și de pe coasta de vest a Canadei — Columbia Britanică și Yukon [361] precum și filoanele cu Ag de la Chanarcillo și Caracoles din Chile (Ruiz et al., 1965, în [361]), și Tayoltita din Sierra Madre Occidental, Mexic [383]. În majoritatea cazurilor filoanele conțin mai multe metale. Ca exemple menționăm : zăcămintele filoniene polimetalice±Au, Ag din Munții Metaliferi, Oaș și Gutîi [64, 31, 32] ; de la Banská Štiavnika, Cehoslovacia [70] ; din Caucaz [230] ; din Ecuador, Columbia (Baum, Gobel, 1980, în [361] și din alte țări ale Americii Centrale — regiunea Caraibelor [222].

Alte zăcăminte filoniene se cunosc în sistemele arcurilor japonez și vest pacific. Dintre acestea menționăm zăcămintele de scheelit-aur asociate cu seria granitoidă cu magnetit de vîrstă cretacică, zăcămintele de metale prețioase de vîrstă neogenă din Japonia [195], zăcămintele de aur de vîrstă miocen-pleistocenă din Arhipelagul Filipinelor, extinse între estul Insulei Mindanao și nordul Insulei Luzon (Balace et al., 1981 în [361], din insula Fiji, din arcul indonezian (Djumhani, 1981 în [361]. Importante sînt și mineralizațiile filoniene de W, Sn și Mo din partea de est a U.R.S.S. (Primore, etc.) ca și cele situate în Asia centrală sovietică, care, cel puțin parțial, aparțin unor arcuri magmatice.

5.2.4.1. TIPURI DE MINERALIZAȚIE, ALTERAȚIE, ZONALITATE ȘI CONDIȚII DE FORMARE

Zăcămintele filoniene asociate arcurilor principale cuprind o gamă foarte variată de elemente metalice. Ele pot fi grupate în general în zăcăminte filoniene de W±Au, de W—Sn, de Mo—Cu, de Pb—Zn—Cu± ±Au—Ag, de Au—Ag±Pb—Zn—Cu, etc. Primele trei grupe de zăcăminte sînt de temperatură ridicată și de regulă se asociază genetic și spațial cu intruziuni granitoide (stock-uri, batholite, dyke-uri), în timp ce ultimele două grupe sînt formate la temperaturi mai scăzute și însoțesc frecvent structurile subvulcanice. De reținut faptul că adesea în distribuția componenților minerali se remarcă o zonalitate de tip periplutonic și locală, ultima mai bine reprezentată în secțiune verticală. Un exemplu tipic de zonalitate periplutonică găsim la mineralizațiile laramice din Munții Bihor [250, 92] ; o zonalitate verticală, de asemenea tipică, se cunoaște la zăcămîntul filonian Baia Sprie [269]. În regiunile vulcanice zonalitatea verticală este în special controlată de doi factori : distanța față de corpul intrusiv și compoziția soluțiilor hidrotermale. În general, pentru struc-

turile vulcanice zonalitatea verticală teoretic de la suprafață spre adîncime, urmează sucesiunea : pirită±Au (50—150 m), Au nativ±Ag nativ, telururi, sulfosăruri de Ag, Sb (≈200—300 m), Pb—Zn—Cu±Au, Ag (200—300 m), Cu—Zn±W, Mo (50—150 m). Mineralul de gangă cel mai comun este cuarțul ; cu el se mai pot asocia, în proporții diferite, carbonați, minerale argiloase, clorit, mai rar gips și epidot.

Zonalitatea arătată se manifestă cel mai adesea printr-o schimbare progresivă cu adîncimea a compoziției minereului. Schimbările treptate în minerale metalice sînt însoțite uneori de schimbări puțin pronunțate în mineralele de gangă. Această zonalitate a fost atribuită scăderii treptate a temperaturii pe măsura depărtării de corpul intrusiv. Este totuși important de reținut că suprafețele izotermale nu sînt paralele cu contactele intruziunilor.

Referitor la tipurile de alterare observate la zăcămintele filoniene subliniem predominarea în părțile superioare ale structurilor a argilizărilor și silicifierilor±feldspatizărilor cu care se asociază mineralizații de pirită±Au și de Au nativ±Ag nativ, telururi, sulfosăruri de Ag, Sb, etc. Spre adîncime domină asociații de tip filic însoțite de minereuri polimetalice±Au, Ag, polimetalice±W, Mo și de W, Mo±Au, iar părțile inferioare ale filoanelor sînt situate în special în roci propilitizate. În cazul filoanelor de cuarț-aur formate la adîncime mare situate în regiunile Mother Lode și Grassy Hill din California, ca și altele asociate intruziunilor batholitice din America de Sud, minereul cuprinde aur nativ-cuarț și puțin cuarț, iar rocile din jur sînt cloritizate și silicifiate.

Majoritatea cercetătorilor care se bazează pe analiza asociațiilor parageneticе și a compoziției incluziunilor gaz-lichid consideră migrarea elementelor din soluțiile hidrotermale generatoare de depuneri filoniene, sub formă de complecși de carbonați, sulfuri, hidrosulfuri și cloruri. Experimentele efectuate au arătat că dezechilibrele existente și descompunerea complecșilor din soluții sînt controlate în special de mecanismul de difuzie termică [148]. De asemenea, s-a constatat că procesele rezultate din diferențierea acid-alcalică a soluțiilor sînt determinate de efluxul constant al reacției celor mai mobile produse descompuse din componenții acizi.

Soluțiile hidrotermale au *p*H ce variază de la ușor alcalin la ușor acid. El este reglat fără limită de valoarea soluției tampon a rocilor-gazdă. Tot experimentele au arătat că la *P* și *T*° ridicate permeabilitatea dielectrică a soluțiilor descrește și ca un rezultat al polimerizării se ajunge la formarea de complecși macromoleculari. De asemenea, s-a dovedit experimental că în limitele de *p*H menționate și de eterogenitate anionică nesaturată, soluțiile hidrotermale conțin majoritatea elementelor din minereul filoanelor.

Rezultatele simulării la computer a interacțiunii dintre soluții cloro-bicarbonatate la $T° = 150°C$ și liparite au arătat că procesele hidrodinamice de automixtare (self-mixing) a soluțiilor hidrotermale determină remarcabile efecte geochimice care controlează [18] : 1) compoziția chimică a soluțiilor în spațiile de depunere ; 2) distribuirea zonală a mineralizațiilor din filoane și din metasomatite ; 3) tipurile de depunere a minereului de la aspecte masive la impregnare ; 4) formarea în segmentele adiacente filoanelor din soluții cu compoziție chimică inițială constantă a unor parageneze minerale sincrone, dar diferite față de cele din filoane ; 5) barierele geochimice, litologice, structurale, biochimice etc.

Înainte de a trece la descrierea unor zăcăminte filoniene, mai aducem unele precizări privind solubilitatea și transportul în soluții a unor metale sau minerale și sursa soluțiilor hidrotermale.

— Referitor la Sn s-a constatat că : 1) în absența concentrațiilor de Cl și F, $Sn(OH)_2^0$ și $Sn(OH)_4^0$ sînt principalele forme de transport ale Sn în H_2O la peste 350°C și $1 \leqslant pH \leqslant 6{,}5$, iar la *p*H mare cea mai mare parte a Sn din soluție este prezent sub formă de complecși hidroxid, chiar dacă concentrația de NaCl este > 3 mg/kg [203] ; 2) substituția Sn din unii silicați, ca și solubilitatea casiteritei și staninei, este sensibilă la condițiile de redox sau de fugacitate a oxigenului ; 3) solubilitatea casiteritei sub formă de complecși de F și Cl ai Sn crește odată cu descreșterea fugacității O, ori substituția diadohică a Sn în mineralele silicatate poate descrește odată cu scăderea fugacității O (și a raportului Fe^{3+}/Fe^{2+}), schema fiind : $2Fe^{3+}$ (oct) $= Sn^{4+}$ (oct) $+ Fe^{2+}$ (oct) [127] ; 4) transportul Sn deasupra punctului critic al soluțiilor se face în special sub formă de complecși de clor și de hidroxid de fluor [18].

Solubilitatea în soluții de clor a FeS_2 (100—350°C), ZnS, PbS și Ag_2S (100—300°C) este diferită [337] ; ea este mult mai mare la ZnS față de celelalte sulfuri. De asemenea s-a constatat că solubilitatea „stochiometrică" a sulfurilor este condiționată în principal de formarea complecșilor de clor ; cu creșterea și descreșterea *p*H solubilitatea crește. De exemplu, concentrația totală de Zn și Pb este de > 10 mg/kg apă între 150—200°C la $pH = 4$ și între 200—250°C la $pH = 5$, iar la 300°C raportul ZnS : PbS = 15 : 1 (mg/kg H_2O). La $pH = 4$—5 solubilitatea FeS_2 este mai mică decît a ZnS și PbS la peste 300°C ; ea este brusc crescută la $pH =$ constant și la 300—350°C iar solubilitatea scăzută a FeS_2 la $T < 300$°C poate explica larga răspîndire a piritei în roci. Rafalsky [337], utilizînd indicatorul de solubilitate, a mai constatat că dintre două metale dublu valente aflate în soluții sărace de sulf și cu *p*H ridicat și $T =$ constant, precipitarea unei sulfuri odată începută nu permite precipitarea celeilalte atît timp cît precipitarea primeia nu s-a terminat.

— Condițiile de stabilitate a diferitelor asociații de minerale de As și Fe în soluții hidrotermale au fost studiate experimental de Kolonin et al. [226]. Datele obținute au arătat că arsenopirita, cel mai comun mineral de As, s-a format într-un sistem cu condiții de stabilitate a pirotinei. Creșterea în soluții a alcalinității și temperaturii favorizează substituția arsenopiritei de către magnetit și uneori de löllingit. O creștere însă în soluții a acidității și descreșterea temperaturii conduc la început la apariția As nativ, ulterior formîndu-se realgar și auripigment.

— Studiul acumulărilor de aur în acord cu modificările proceselor chimice determinate de creșterea acidității potențialului de oxigen și de descreștere a potențialului de sulfură arată că [174] : 1) există o bună corelare între dinamica schimbării concentrației sulfurilor și gradul de creștere al concentrației aurului. Aceasta înseamnă că depunerea progresivă a aurului are loc în timpul descreșterii potențialului de sulfură în condiții de aciditate crescîndă ; 2) distribuția zonală a elementelor din minereu este în acord cu zonalitatea alterațiilor metasomatice și dependența de adîncime. Adîncimea determină modificarea limitei superioare și inferioare a elementelor acumulate sub și deasupra minereului ; 3) comportarea elementelor satelite în procesul de depunere este determinată de condițiile T, P și de factorul de adîncime, în timp ce formarea

aurului depinde de variația potențialului de oxigen și sulfură și de regimul de aciditate-alcalinitate.

Date recente referitoare la regimul fluid al depunerilor bogate în aur arată că acesta se formează în zone cu conținuturi ridicate de N, H, CH_4 și CO.

În soluții mineralizatoare cu Te formarea aurului este dependentă în special de concentrația în acest element [212] : la concentrații mari, Au formează compuși cu Te și Ag (telururi de Au—Ag), iar la concentrații mici se depun aur nativ, electrum și kustelit. Tot autorii menționați remarcă în cazul zăcămintelor cu telururi de Ag și Pb depunerea aurului nativ în partea finală a proceselor de mineralizare. În acest caz Te se combină cu Ag și Pb. De subliniat însă că în cazul unei concentrații scăzute de Te în soluții bogate în Ag și Au se formează, pe lîngă aur nativ, electrum, kustelit, argint nativ și acantit.

Referitor la sursa soluțiilor mineralizatoare, pe bază de izotopi ai O (în H_2O și CO_2), He, N, S (în SiO_2), Pb și Sr s-a stabilit [63] că acestea, în marea lor majoritate, în stadiul inițial de temperatură ridicată au o origine profundă ; în stadiul secund are loc mixtarea cu apa de suprafață. Stadiul ultim este caracteristic pentru formarea în special a zăcămintelor filoniene. De exemplu, în cazul formării formațiunii de Au-Ag, numai apa meteorică este tipică, prezența ei fiind evidențiată de conținutul ridicat de Ar.

5.2.4.2. ZĂCĂMINTE FILONIENE DE Sn, W, Mo, Cu

Zăcămintele filoniene din această grupă sînt asociate, de regulă, cu plutoni și batholiți de diverse vîrste. Ele apar în și la exteriorul părților apicale ale acestor intruziuni și sînt mai puțin comune ariilor cu structuri vulcano-plutonice.

Dintre zăcămintele cunoscute, prezentăm pe cele de Sn de la Karnab și Karmana din Uzbekistan, de W—Sn de la Tavoy, Birmania, de Mo și W de la Akciatan, Kazakhstanul central, de W, Sn și Cu din insula Honshu, Japonia, de W—Mo de la Djida și de Mo de la Sahtaminskoe, Transbaikal, de Cu, Mo de la Kounrad, Kazakhstan, de Mo±Cu de la Săvîrșin, Tincova și Moldova Nouă, România.

Karnab și Karmana, Uzbekistan — U.R.S.S. În primul zăcămînt minereul reprezintă filoane de cuarț cu turmalină, sulfuri și casiterit asociate unui sistem de fracturi situate în zona de endocontact a unor intruziuni granitoide puțin dezvoltate, de vîrstă Paleozoic superior. Aceste corpuri sînt alcătuite din microgranite leucocrate, granite porfirice cu două mice, pegmatite și sienite. Numeroase dyke-uri de lamprofire și diorite porfirice sînt de asemenea prezente [268]. În Asia centrală sovietică se cunosc numeroase iviri mineralizate similare celor de la Karnab.

Zăcămîntul Karmana este situat în partea de sud a masivului Tian-Shan. Mineralizațiile de Sn sînt asociate genetic cu intruziunile granit-granodioritice ale complexului Zirabulak-Karatiubinsk de vîrstă Carbonifer superior—Permian inferior. Fundamentul cuprinde o secvență vulcanogen-sedimentară de vîrstă Ordovician-Silurian inferior și alta carbonatică-terigenă atribuită Devonianului inferior și mediu.

Mineralizațiile și intruziunile granit-granodioritice sînt situate în axa anticlinalului Katarmaisk secționat de fracturi cu orientare VNW, E-W, NNW și NNE, dintre care cele mai importante sînt Navruzalinsk și Sarmicisk.

Zăcămîntul cuprinde cinci zone productive : nordică, sudică, estică, Pervonacialinaia și Blagorodnaia. Mai importante sînt zonele nordică și Pervonacialinaia. Mineralizațiile alcătuiesc filoane de cuarț cu turmalină și casiterit, cu grosimi de 0,3—3 m, rar 6—7 m, cu lungimi de zeci și sute de metri și stockwork-uri (fig. 5.24). Minereul cuprinde cuarț, turmalină, casiterit, arsenopirită, sfalerit, pirită [122].

Tavoy, Sud Birmania. În împrejurimile orașului Tavoy din sudul Birmaniei se cunosc numeroase zăcăminte și iviri cu mineralizații de W-Sn [413]. Ele sînt intim asociate cu intruziuni granitoide care străbat rocile metaclastice ale grupului Mergui, de vîrstă carboniferă. Cele peste 30 iviri cu mineralizații de W-Sn cunoscute în regiunea Tavoy reprezintă zăcăminte primare de tip filonian situate în granitoide probabil de vîrstă cretacic superioară sau de-a lungul contactului dintre acestea și metasedimente. Tot în această regiune se cunosc și zăcăminte aluviale și eluviale.

La NE de Tavoy, în prospectele Pennaichaung și Yetkanzintaung au fost descoperite recent filoane de cuarț cu W—Sn, interesante economic. La Pennaichaung filoanele de cuarț au direcție NNE-SSW, NW-SE și NE-SW. Grosimea maximă este de 0,30 m. Dintre aceste filoane cele cu direcție NNE-SSW sînt productive și conțin în concentrații economice wolframit și casiterit.

Majoritatea filoanelor de la Yetkanzintaung au direcție aproximativ N-S și cad 50—70°E. Grosimea filoanelor variază între 0,01 și 0,20 m (media 0,05 cm). Studiul incluziunilor fluide din filoanele de cuarț a arătat temperaturi de formare a acestora între 140—270°C la Pennaichaung și 200—240°C la Yetkanzintaung ; salinitatea pentru ambele zăcăminte este de 5% NaCl echivalent. Filoanele de cuarț sînt însoțite marginal pe cîțiva centimetri de zone de greisen. Distribuția wolframitului și casiteritului în filoanele de cuarț prezintă aspecte eratice, iar raportul dintre aceste două minerale este de 3 : 1. Wolframitul predomină în filoanele de cuarț, în timp ce casiteritul preferă greisenul marginal filoanelor. Minereul mai cuprinde în cantități reduse pirită și galenă și sporadic bornit și fluorină.

Zăcăminte similare celor din regiunea Tavoy se cunosc tot în Birmania la Mawchi și Hermyingyi. Aici filoanele sînt mult mai lungi. Ele par a fi formate la temperaturi ceva mai ridicate (360°C).

Akciatan, Kazakhstan. În Kazahstanul central, la Akciatan, se cunosc mineralizații filoniene de Mo—W. Ele se situează într-o arie de greisene cu muscovit-flogopit-topaz-cuarț. Filoanele depășesc aria greisenelor și pătrund în granitele cu hornblendă. Ele sînt asociate genetic cu granite leucocrate hercinice orientate sublatitudinal, cu formă de lacolit cu două cupole. Majoritatea corpurilor de minereu din zona de greisene reprezintă fracturi exocinetice cu direcție meridională a căror umplutură arată structură zonală : în adîncime și spre suprafață predomină mica și cuarțul, iar în partea centrală, cuarțul. Filoanele au lungimi de ordinul sutelor de metri [268].

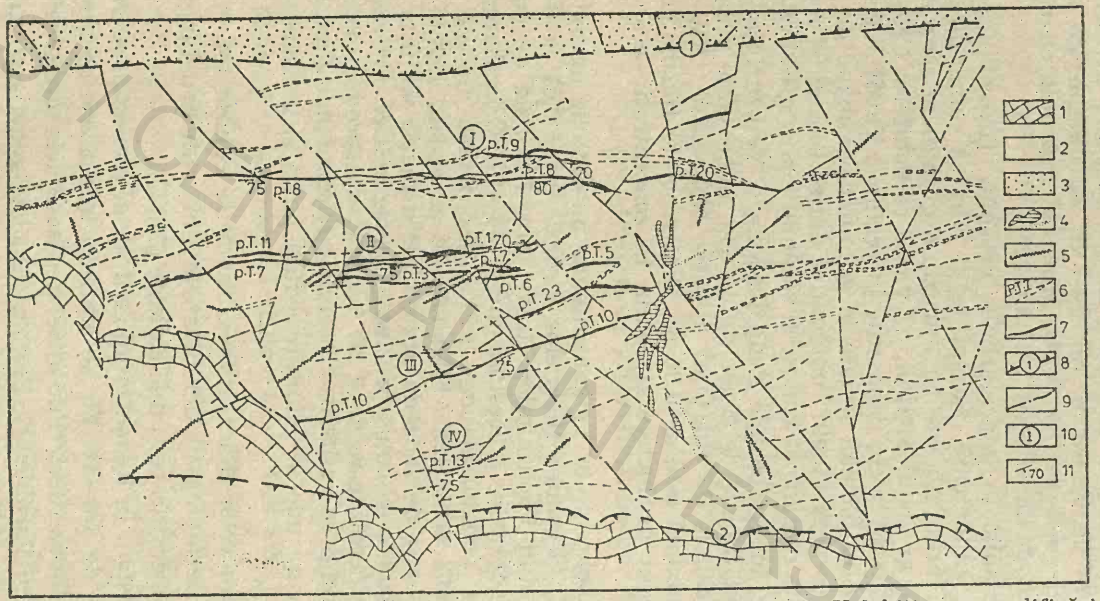

Fig. 5.24. Harta geologică schematică a zăcămîntului Karmana (după Volokitin, cu modificări de Doronkina și Burovoi, în [122]) :

1 — suita Sepenskaia ; 2, 3 — suita Katarmaiska ; 2 — partea superioară a suitei (aleurite, gresii, șisturi) ; 3 — partea mediană a suitei (terigenă și metabazite) ; 4 — granodiorite porfirice, porfire cuarțifere ; 5 — lamprofire ; 6 — structură mineralizată ; 7 — filoane și zone de fisurație cu minereu ; 8 — fracturi regionale ; 1 — Navruzalinsk ; 2 — Sappensk ; 3 diverse fracturi ; 10 — zone de minereu ; I — Nordică ; II — Pervonacialnaia ; III — Sudică ; IV — Blagorodnaia ; 11 — stratificație.

Djida, Sahtaminskoe, Transbaikal. Zăcămîntul Djida se află în partea vestică a regiunii Transbaikal. Roci terigene de vîrstă Cambrian—Ordovician sînt străbătute aici de trei stock-uri de granite porfirice de vîrstă Paleozoic superior. Cu aceste intruziuni se asociază genetic și parțial spațial mineralizații de tip stockwork și filoane de cuarț cu molibdenit și wolframit (hübnerit). Primele alcătuiesc două corpuri — 1 (principal) și 2 — formate la intersecția unor fracturi radiare cu altele concentrice care își au sursa în intruziunile granitoide situate în adîncime.

Stockul de granite care aflorează cuprinde mai multe filoane radiare de cuarț cu molibden. De reținut că, avînd aceeași sursă, în partea vestică a cîmpului de minereu Djida, în sedimentele paleozoice apar numeroase filoane de cuarț cu wolframit și sulfuri, orientate NW.

Cîmpul de minereu Sahtaminskoe este asociat genetic cu intruziuni de granite și granodiorite străbătute de dyke-uri de lamprofire, diorite porfirice, monzonite porfirice, dacite, felsite și porfire cuarțifere. Mineralizația de Mo apare sub formă de filoane de cuarț în fracturi bine dezvoltate de direcție WNW și NW. În partea de SW a zăcămîntului mineralizația îmbracă forme de filoane-stockwork-uri [268].

Est și Nord Kounrad, Kazakhstan. Mineralizațiile de Cu—Mo—W de la Kounrad sînt asociate cu o intruziune granodioritică secționată de porfire cuarțifere de vîrstă paleozoică. Aceste mineralizații sînt de tip stockwork de Cu—Mo și filoniene de Mo—W. Ultimele reprezintă zăcămintele Kounrad de Est și de West. Filoanele mineralizate sînt orientate EW și NW. Cele mai importante alcătuiesc zone de fractură cu distribuție liniară și înclinări 45—80° (media 60—70°). Asemenea fracturi controlează și ivirile de roci felsitice (Gazizova, 1957, în [268]). Procesul de mineralizare în Kounradul estic s-a realizat în trei etape (Ciuhrov, 1960, în [268]) : 1) etapa formării filoanelor de cuarț±molibdenit, pirită, wolframit și graisenelor muscovitice și cuarț-muscovitice (etapa pre-mineralizare) ; 2) etapa depunerii în cantități mari atît în granite cît și în graisene a molibdenitului și piritei, mai puțin a wolframitului, ilmenorutilului, fluorinei (etapa de mineralizare) ; 3) etapa apariției și dezvoltării feldspatizărilor și sericitizărilor (postmineralizare).

Săvîrșin, Munții Drocea — România. Mineralizațiile de Mo de la Săvîrșin sînt asociate cu o intruziune eocretacică, orientată NE-SW (8/2 km), alcătuită din granite, în partea sud-vestică, și din granodiorite și diorite, în partea centrală și de nord-vest. Mici filoane de lamprofire secționează pe alocuri corpul intrusiv (Ciumani, V. Mare, V. Calului). În jurul intruziunii se cunosc vulcanite de arc insular (Jurasic-Cretacic inferior) care parțial sînt cornificate și hidrotermalizate (sericitizate, silicifiate, argilizate).

Mineralizațiile apar sub formă de filoane și volburi (Valea Beleorii, Valea Calului, Valea Mare). Filioanele sînt orientate NS și NW în sectorul Ciumani și EW și NE în sectoarele Valea Beleorii, Valea Calului și Valea Mare. Ele au lungimi cunoscute pînă la 300 m și grosimi obișnuit de 0,1—1 m. Două asociații de minerale sînt caracteristice : cuarț-pirită-molibdenit±calcopirită în filoane și cuarț-pirită-calcopirită±molibdenit în filoane și volburi. Molibdenitul este fin granular și apare la periferia cuarțului sau în fisurile din interiorul acestuia [356].

Mineralizații similare celor de la Săvîrșin și de aceeași vîrstă se cunosc și la Cerbia.

Tincova, Munții Poiana Ruscă — România. Regiunea Tincova, situată în partea de SW a Munților Poiana Ruscă, este alcătuită din șisturi mezometamorfice (orizontul feldspatic și amfibolitic) ale unității de Tincova ; la nord, în unitatea de Ghelar, sînt prezente șisturi epimetamorfice ale cristalinului getic alcătuit din două complexe : complexul șisturilor tufogene-bazice și complexul șisturilor sericito-cloritoase. Primul complex cuprinde patru orizonturi : terigen bazal (șisturi cuarțitice-sericitoase, șisturi muscovitice), terigen inferior (șisturi amfibolice, calcare), terigen intermediar (șisturi muscovito-cuarțitice±biotit, cuarțite, șisturi amfibolice) și orizontul terigen superior (șisturi sericito-cloritoase±cuarțitice-muscovitice, calcare dolomitice, șisturi amfibolice). Complexul șisturilor sericito-cloritoase este alcătuit din șisturi muscovito-cloritoase± ±biotit, almandin, calcare și calcare dolomitice, șisturi cuarțitice, metaporfire granodioritice, etc. Între cele două unități tectonice menționate există relații de încălecare.

Formațiunile cristaline sînt străbătute de corpuri intrusive de compoziție preponderent granodioritică ; mai puțin prezente sînt filoanele și dyke-urile de dacite și lamprofire. Aceste roci sînt de vîrstă cretacic superior-paleocene.

Sistemele de fracturi (direcționale) cu orientare E-V și înclinări sudice controlează mineralizația. Ea reprezintă trei zone dispuse paralel, cu lungimi de 500—800 m și grosimi de 0,5—2 m. Dintre acestea, zona a doua este cea mai importantă. În minereu se remarcă două asociații de minerale : cuarț-molibdenit-calcopirită și cuarț-calcit-molibdenit-scheelit-calcopirită.

Moldova Nouă, Banat — România. La Moldova Nouă mineralizațiile de Mo sînt concentrate în două sectoare : Suvorov NV și Gărîna. După forma de zăcămînt și asociații paragenetice acestea se împart în mineralizații tip zone de fracturare („shear zones") și porphyry. În sectorul Suvorov NV sînt prezente ambele tipuri, la Gărîna recunoscîndu-se pînă în prezent numai tipul porphyry. Zonele de fracturi de la Suvorov sînt situate în porfire granodioritice laramice intens silicificate, fisurate, pe alocuri argilizate. Mai bine individualizate sînt două fracturi cu orientare N-S, cu lungimi de 300—450 m și grosimi de ordinul metrilor, maximul fiind 50 m. Pe verticală acestea se cunosc pe cca 250 m. Fracturile și rocile din zona mineralizată cuprind cuarț, feldspați, minerale argiloase, molibdenit, pirită±calcopirită. Molibdenit apare pe fisuri alături de cuarț±sulfuri, minerale argiloase și sub formă de plaje și pelicule în zonele de intensă brecifiere. Fracturile mineralizate cu Mo par a fi situate marginal față de mineralizațiile de tip porphyry Cu—Mo.

5.2.4.3. ZĂCĂMINTE FILONIENE, STOCKWORK-uri ȘI CORPURI DE BRECII CU Pb, Zn, Cu±Au, Ag, Te DE VÎRSTĂ MEZOZOIC-TERȚIAR

Arcurile magmatice principale cuprind importante zăcăminte de Pb, Zn, Cu±Au, Ag, Te. Ele predomină în segmentul carpatic al Centurii tethisian-eurasiană, unde se asociază cu un magmatism predominant de compoziție andezitică-dioritică de vîrstă Cretacic superior—Miocen. Asemenea zăcăminte se mai cunosc în Anzi, vestul Mexicului, S.U.A. etc. În general, acest tip de mineralizații, mai ales cel asociat structurilor sub-

vulcanice în părțile superioare ale filoanelor, a fost bogat în Au și Ag. Ele au fost însă, în cea mai mare parte, exploatate sau îndepărtate de eroziune.

În continuare vom prezenta cîteva din zăcămintele mai importante și mai bine cunoscute.

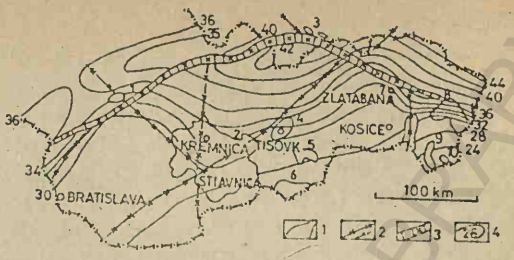

Fig. 5.25. Rocile neovulcanice, cîmpurile de minereu și blocurile neotectonice vest carpatice (după Fusan et al., 1979, modificat [70]):
1 — roci neovulcanice și centre vulcanice; 2 — falii principale adînci și cele de ordin mai redus; 3 — centura klippelor însoțită de falie adîncă; 4 — izolinii ale discontinuității Moho (adîncimea în km). Denumiri de munți vulcanici și localități: 1 — Stary Horzenkov; 2 — Munții Slovaci; 3 — Sczavnica; 4 — Munții Veporske; 5 — Munții Želenicke; 6 — Munții Cerovsk; 7 — Munții Slanské; 8 — Munții Vihorlat; 9 — Munții Zemplinske; 10 — Munții Královsky Chlemec.

Banska Štiavnica, Kremnică, Hodruša, Cehoslovacia. Rocile neovulcanice din Carpații Vestici sînt rezultatul unui proces de subducție desfășurat în perioada Cretacic superior — Neogen. În această perioadă, subducția plăcii nordice spre sud sub blocul Pannonic și de-a lungul centurii klippelor a determinat topirea parțială a crustei continentale și diapirismul mantalei. Falii profunde au controlat distribuția centrelor vulcanice andezitice (fig. 5.25) [69], lavele acestora rezultînd din topirea materialului din manta și din contaminarea lui cu material crustal.

În partea de vest a Carpaților se cunosc zăcăminte în zonele centrale erodate ale stratovulcanilor neogeni (fig. 5.26).

Zonele vulcanice centrale sînt caracterizate prin intruziuni complexe hipoabisale, propilitizări regionale și variate faciesuri de alterări hidro-

Fig. 5.26. Munții neovulcanici Central Slovaci și cîmpurile lor de minereu (după Stöhl, Lexa, Konečny, cu completări ([70])):
1 — zone vulcanice centrale cu intruziuni, alterații și mineralizații; 2 — edificiul stratovulcanic; 3 — părți redepozitate ale stratovulcanilor; 4 — extruziuni inelare ale andezitelor cu amfiboli și biotit; 5 — falii intersectînd roci neovulcanice; 6 — falii prevulcanice; 7 — zăcăminte de tip stockwork: porphyry copper și Hg; 8 — zăcăminte lenticulare ale formațiunii de skarne cu Fe; 9 — zăcăminte filoniene ale formațiunii de Au, Ag și de sulfuri de bază (Cu, Pb, Zn); 10 — minereu hidrometasomatic de Pb, Zn; 11 — ocurențe mineralizate. Munții vulcanici: K — Kremnické; S — Štiavniske; V — Vtáčnik; Pl — Pohronsky Inovec; P — Polana; J. Javorie; 1—15 — nume de localități și de formațiuni mineralizate.

termale asociate fracturilor (cloritizări, argilizări, sericitizări, adularizări și silicifieri). Piritizările însoțesc faciesurile de alterare menționate.

În acord cu adîncimea de formare zăcămintele de minereuri din Carpații de vest au fost împărțite în trei grupe [69] : A — zăcăminte vulcanice de adîncime (1 500—2 000 m) : tip porphyry copper (fig. 5.26, nr. 1, 2) și tip skarne (fig. 5.25, nr. 1, fig. 5.26, nr. 3) ; B — zăcăminte subvulcanice (200—300 m la 1 500 m) : filoane cu minereu polimetalic, stockwork-uri și mineralizații metasomatice (fig. 5.25, nr. 7, fig. 5.26, nr. 4, 5), filoane auro-argentifere, rar stockwork-uri cu Au—Ag (fig. 5.25, nr. 6, 6a, 7, B și 9), zăcăminte de stibină (fig. 5.25, nr. 7, fig. 5.26, nr. 9) ; C — zăcăminte vulcanice formate între suprafață și 200 m adîncime : zăcăminte de Hg (fig. 5.25, nr. 7, fig. 5.26, nr. 10), zăcăminte de opal (fig. 5.26, nr. 7) și zăcăminte de sulf sulfatarian (Munții Javorie). Menționăm că procesele de mineralizare s-au desfășurat multistadial, iar asociațiile de minerale prezintă adesea o distribuție zonală.

Cea mai mare parte din Muntele Štiavnika este alcătuită din stratovulcanul cu același nume. El este cel mai mare vulcan din Carpații de Vest (1 000 km^2) și apare la intersecția a trei fracturi adînci (fig. 5.25). Activitatea vulcanică a început cu andezite piroxenice în Badenian inferior. În Badenianul superior apare caldera situată în zona centrală vulcanică însoțită de intruziuni de diorite și granodiorite iar în Badenian superior — Sarmațian inferior erup în cantități mari andezite cu biotit. În continuare urmează dyke-uri și corpuri intruzive mici de cuarț diorite porfirice (dacite) după care între Sarmațian inferior și Pannonian superior predomină erupții de andezite. Böhmer remarcă faptul că numai cu riolitele sarmațian-pannoniene se asociază o mineralizație importantă de Au—Ag. Activitatea vulcanică continuă în regiune cu vulcanite bazaltice de vîrstă Pannonian—Cuaternar. După același autor, evoluția activității metalogenetice de la Štiavnica a fost următoarea : mineralizațiile porphyry copper de tip Zlato (fig. 5.26, nr. 2) și de skarne cu magnetit (fig. 5.26, nr. 3) asociate cu intruziuni minore de granodiorite apar în Badenian, iar filoanele de Au—Ag afiliate genetic cu dyke-uri de riolite sînt de vîrstă Sarmațian superior—Pliocenă (fig. 5.26, nr. 6, 6a, 7, 8). Mineralizațiile filoniene au direcție NE-SW, înclină 50—70°E și au lungimi cunoscute pînă la cîțiva km ; grosimile variază între 0,5—25 m, rar 30 m (filoane compuse) [31]. Părțile superioare și extremitățile filoanelor au fost bogate în Au și Ag. Succesiunea de mineralizare relevă depunerea mineralelor din minereu în șase etape, sulfurile de Pb, Zn, Cu formîndu-se în etapele a doua și a patra. În distribuția minereului s-a remarcat o zonalitate mono- și poliascendentă cu următoarea depunere de la suprafață spre adîncime : Au → Pb, Zn → Pb, Zn (Cu) → Cu.

La Kremnică centrele vulcanice sînt aliniate structurilor controlate de fracturi orientate NW și NS. Activitatea vulcanică este de vîrstă Badenian inferior—Pannonian. Cea mai mare parte a stratovulcanului de la Kremnică este alcătuită din andezite piroxenice și intruziuni de diorite și gabbrodiorite. Grabenul format la sfîrșitul Badenianului a fost umplut de andezite cu piroxeni și amfiboli și andezite cu amfiboli și biotit. Riolitele și andezitele bazaltoide cunoscute sînt de vîrstă Sarmațian superior—Pannonian inferior, respectiv Pannonian.

Evoluția proceselor metalogenetice de la Kremnică a condus la formarea în perioada Badenian superior—Sarmațian inferior a unor filoane și stockwork-uri cu minereu polimetalic și cuprifer, cunoscute pe o înăl-

țime de 600—700 m, asociate cu diorite și diorite porfirice, iar în Sarmațian superior—Pannonian inferior a filoanelor cu Au—Ag asociate genetic cu riolite. Filoanele au 2 g/t Au și 14—20 g/t Ag.

Mineralizațiile filoniene de la Hodruša se aseamănă cu cele de la Stiavnica. Filoanele sînt mai scurte și mai puțin constante pe direcție și înclinare. Controlul acestora este exercitat de prezența dyke-urilor de dacite [31].

Alte mineralizații similare celor prezentate se cunosc la Zlata Banya, în Munții Slanske din Slovacia centrală [70].

Districtul Tokai, Ungaria. Această regiune este caracterizată de larga răspîndire a complexelor vulcanice miocene de tip stratovulcanic. Vulcanismul miocen s-a desfășurat în cinci faze, iar activitatea hidrotermală și mineralizațiile sînt asociate fazei trei — andezite piroxenice cu amfiboli + diorite porfirice. Principalele mineralizații de Au, Ag, Pb, Zn și Sb apar la periferia calderelor. Tot în această regiune, dar asociat cu andezite cu biotit și piroxeni, argilizări și carbonatări, se cunosc și stockwork-uri cu Hg—As—Sb. Mineralizațiile cele mai importante sînt asociate genetic cu vulcanite acide și intermediare (andezite la Gyöngösoroszi și Nagybörzsöny și liparite sarmațiene la Telekibanya, Rudabanya, [296].

Districtul Beregovo-Begansk, Ucraina. În acest district se cunosc mineralizații filoniene și stockwork-uri — diseminări cu minereu polimetalic. Ele sînt asociate fracturilor din tufurile liparitice de vîrstă Sarmațian mediu [296]. Minereul cuprinde galenă, sfalerit, pirită și calcopirită. În zăcămîntul Bergansk mineralizația prezintă următoarea zonalitate (de sus în jos) : cuarț — baritină — baritină + minereu polimetalic — minereu polimetalic.

Menționăm și prezența în cadrul stratovulcanilor Vigorlag și Gutinsk a unor mineralizații de Hg, Pb, Zn, Te, Bi situate la contactul dioritelor porfirice cu rocile înconjurătoare (Naumenko, 1974, în [296].

Carpații Orientali și Munții Apuseni — România.

Rama sudică a plăcii euroasiatică și vestică a plăcii pannonice cuprinde produse ale unui magmatism terțiar calco-alcalin și ale unei metalogeneze asociate, formate probabil în condiții de arc insular în Carpații Orientali și de arc magmatic de margine de continent în Munții Apuseni și Carpații Meridionali.

Din această arie, o importanță deosebită sub aspectul rezervelor de minereuri neferoase cunoscute o prezintă două unități structurale : Munții Metaliferi — în partea de sud a Munților Apuseni — și Munții Oaș și Gutîi — în partea de vest a Carpaților Orientali ; în continuare ar urma mineralizațiile din munții Tibleș — Toroiaga, Rodna și Călimani. Subliniem faptul că anterior proceselor de subducție terțiare, aria corespunzătoare Munților Apuseni de sud, delimitată la nord și sud de șisturile cristaline ale Munților Apuseni de nord și ale Carpaților Meridionali, în perioada Jurasic superior — Neocomian, a evoluat în condiții de arc insular [88]. Ea se caracterizează printr-un magmatism și o metalogeneză specifică asupra cărora vom reveni. Tot ca urmare a unor procese de subducție de vîrstă Cretacic superior — Paleocen în Apusenii de nord, în special în partea centrală a Munților Bihor, au avut loc importante manifestări magmatice și metalogenetice [250, 92] care vor fi de asemenea prezentate pe larg.

Munții Oaș și Gutîi. Înainte de Neogen, regiunea corespunzătoare acestor munți era divizată în numeroase horsturi și grabene. Ea cuprindea elemente aparținînd Tatridelor, zonei klippelor pienine și unităților de Petrova—Dragova [363].

Structura în blocuri este rezultatul unei intense divizări după sisteme de falii cu orientare EV, NV-SE și NE care au controlat regimul de sedimentare, magmatismul și metalogeneza terțiară [62, 341]. În Munții Oaș bazinele de sedimentare au devenit probabil active în Sarmațian — Pliocen superior, iar în Munții Gutîi în Badenian—Pliocen superior.

În Munții Oaș, comparativ cu Munții Gutîi, activitatea vulcanică a evoluat în intervalul Ponțian superior — Pliocen terminal. Ea a generat, în ordinea apariției, următoarele produse : dacite, microdiorite și microgranodiorite, andezite piroxenice, andezite cuarțifere și andezite piroxenice bazaltoide.

Activitatea vulcanică în Munții Gutîi, ca și în Munții Oaș, a generat produse calco-alcaline. Ea s-a desfășurat însă în perioada Badenian — Pliocen [62, 341] și a generat : riolite (Badenian), andezite piroxenice (Sarmațian), andezite cuarțifere, subordonat dacite (Pannonian) și andezite piroxenice (Ponțian superior — Pliocen). Structurile vulcanice sînt simple sau complexe și sînt de regulă asociate cu structuri subvulcanice. După părerea noastră structurile subvulcanice controlează întreaga activitate metalogenetică din cele două regiuni montane. În general metalogeneza acestor regiuni are un caracter polimetalic±auro-argentifer. Acumulările de minereuri alcătuiesc în special filoane și zone de fracturi însoțite de impregnări marginale. Stockwork-urile și corpurile de brecii sînt rare. Tot în general se poate spune că în Munții Oaș mineralizațiile au caracter aurifer sau polimetalic cînd sînt asociate genetic cu erupțiile de dacite și andezite, și polimetalic cînd se afiliază cu andezite piroxenice, în timp ce în Munții Gutîi acestea sînt polimetalice în cazul asocierii cu andezite piroxenice de tip Seini (Sarmațian) și de tip Jereapăn (Ponțian), și sînt auro-argentifere cînd sînt legate de erupția andezitelor cuarțifere de tip Piscuiatu (Pannonian) [32]. În zonele mineralizate rocile sînt alterate hidrometasomatic [389] ; cele mai frecvente sînt argilizările, adularizările și propilitizările.

În continuare vom prezenta, pe districte, cîteva din cele mai importante zăcăminte cu menereuri polimetalice±auro-argentifere.

Districtul Munților Oaș. Principalele zăcăminte ale acestui district se cunosc la Viezuri și Penigări. Ele au un caracter polimetalic-aurifer.

Viezuri. În zăcămîntul viezuri principalul filon Mihai, anterior cunoscut pe cca 150 m lungime, cu 2 m grosime și pe cca 400—500 m adîncime, s-a dovedit a fi mult mai interesant ca urmare a unor lucrări recente [211, 326]. Acest filon orientat NE-SV la adîncimea de 200—250 m trece din sedimentele Pannonianului inferior în andezite piroxenice într-un corp subvulcanic de compoziție microgranodioritică (fig. 5.27 a, b). La orizonturile inferioare filonul, așa după cum se știa parțial, îmbracă aspect de zonă filoniană-stockwork. Aici, el apare ca o zonă de intensă fisurare și parțial brecifiere cu grosimi pînă la 50 m în care alternează de mai multe ori (uneori pînă la 6 m lățime) zone cu minereu polimetalic compact. Între aceste zone roca prezintă grade diferite de impregnare. Pînă în prezent zona filoniană a fost urmărită cu aceleași caractere pe o lungime de mai multe sute de metri (orizontul 200). Extrapolînd unele date de foraje rezultă că zona filoniană pare a avea, cu unele

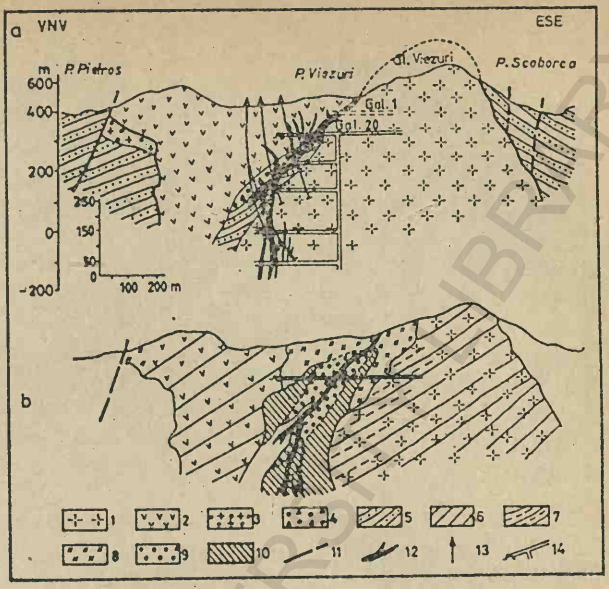

Fig. 5.27. Secțiune geologică prin structura mineralizată Viezuri (Tarna Mare) (a) cu dispoziția aureolelor hidrotermale (b) [211]:

1 — microgranodiorit porfiric; 2 — andezit hipersten ic; 3 — tufuri polimictice; 4 — brecii vulcanice; 5 — depozite sedimentare pannoniene; 6 — roci propilitizate; 7 — roci propilitizate cu adular; 8 — roci argilizate; 9 — zona de cuarț și adular; 10 — zona cu siderit; 11 — fractură tectonică; 12 — filon de sulfuri metalice; 13 — foraj; 14 — galerie.

întreruperi, o extindere spre SV mult mai mare, de cca 1 000—1 200 m, pe o adîncime de cca 800—1 000 m. Dacă această interpretare se dovedește a fi reală, rezultă că structura Viezuri va reprezenta poate una dintre cele mai mari concentrații de minereu polimetalic de acest tip și de vîrstă terțiară din Munții Oaș. Minereul este alcătuit din pirită, sfalerit-wurtzit, galenă, calcopirită, pirotină, marcasită, arsenopirită, tetraedrit; cinabrul, aurul și argintul apar rar. Ganga cuprinde cuarț, minerale argiloase și siderit.

Penigări. Zăcămîntul Penigări reprezintă o structură alcătuită din sedimente ponțiene, lave și piroclastite andezitice (piroxenice) și hialoandezite străbătută de dyke-uri de andezite piroxenice și microgranodiorite. Mineralizațiile cunoscute alcătuiesc un cîmp filonian, din care două filoane sînt mai importante: filonul I (NNE-SSV/60—70°N) și filonul II (NE-SV) cu lungimi de 300—400 m, respectiv 200 m. Grosimea filoanelor variază de la 0,10 m la 1 m, excepțional 2,5 m. Minereul cuprinde sulfuri comune; rar apar aurul, cinabrul și minerale de Sb, As, Ag.

Districtele din Munții Gutîi. Mineralizațiile din Munții Gutîi sînt atribuite la trei districte: 1) Ilba—Băița, cu zăcăminte polimetalice aurifere (Ilba, Băița—Nistru); 2) Băița—Valea Roșie, cu zăcăminte preponderent auro-argentifere (Săsar, Borzaș, Valea Roșie); 3) Dealul Crucii—Băiuț unde se cunosc zăcăminte auro-argentifere (Dealul Crucii), polimetalice-aurifere (Baia Sprie, Cavnic—Bolduț, Roata, Jereapăn, Băiuț, Văratec, Șuior, Dealul Crucii) și polimetalice (Herja, Cisma—Coasta Ursului). În fig. 5.28 se prezintă localizarea acestor zăcăminte.

Zonalitatea verticală este o caracteristică esențială a majorității zăcămintelor din districtele menționate. Aceasta este dată de prezența în părțile superioare ale mineralizațiilor a Au și Ag (Ag nativ și sulfosăruri de Ag), spre adîncime urmînd o zonă cu Pb—Zn (Au—Ag—Cu) care, uneori (Baia Sprie, Cavnic), trece treptat la zona cu Cu($\pm$W, Mo).

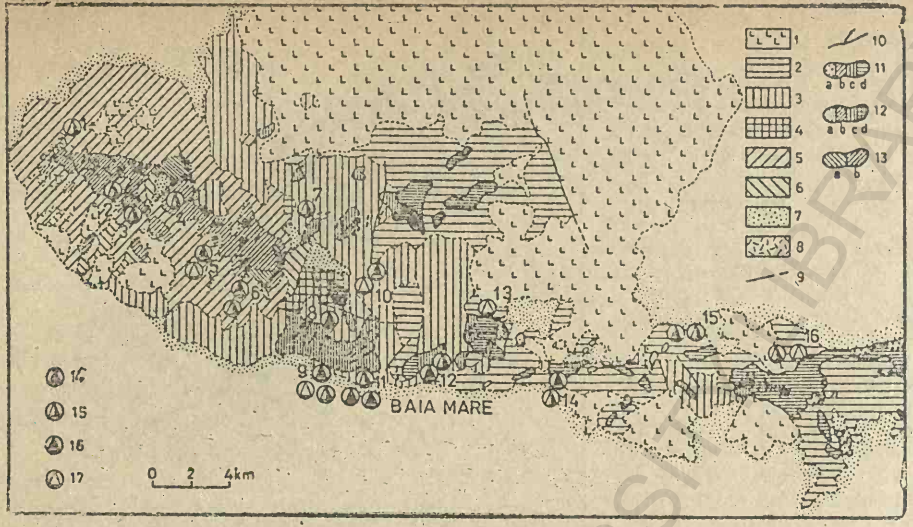

Fig. 5.28. Harta geologică simplificată și principalele zăcăminte din Munții Gutîi (geologia după Borcoș et al., 1973, simplificată; alterația hidrotermală după Stanciu, 1984, [32] cu modificări):

1 — andezite piroxenice (Pliocen sup.); 2 — andezite cu piroxeni+hornblendă (Pontian); 3 — andezite cuarțifere (Pannonian); 4 — dacite (Pannonian); 5 — andezite piroxenice (Sarmațian); 6 — formațiunea vulcano-sedimentară (riolite) (Badenian); 7 — roci sedimentare (Paleogen-Neogen); 8 — brecii de explozie; 9 — falie; 10 — impregnații și filoane cu minereu polimetalic-aurifer. *Arii de alterări hidrotermale:* 11 — faza a treia: Pontian (a — sedimente paleogen-neogene; b — andezite piroxenice sarmațiene; c — andezite cuarțifere pannoniene; d — andezite piroxenice pontiene); 12 — faza a doua: a — sedimente neogene; b — andezite piroxenice sarmațiene; c — andezite cuarțifere pannoniene; d — diorite pannoniene); 13 — faza întîi (a — formațiune vulcano-sedimentară badeniană; b — andezite piroxenice sarmațiene). *Parageneze minerale:* 14 — Au-cuarț; 15 — sulfuri de bază cu aur; 16 — minerale de Au și Ag; 17 — sulfuri de bază (Au-Ag). *Zăcăminte de minereu:* 1 — Racșa; 2 — Valea Băii Nord; 3 — Valea Colbului; 4 — Ilba-Handal; 5 — Nistru; 6 — Băița; 7 — Tiuzoșa; 8 — Borzaș; 9 — Săsar; 10 — Wilhelm; 11 — Săsar; 12 — Dealul Crucii; 13 — Herja; 14 — Baia-Sprie; 15 — Suior; 16 — Cavnic-Bolduț, Cavnic-Roata.

Districtul Ilba—Băița. Procesele metalogenetice recunoscute în acest district sînt asociate activității postmagmatice generată de magmatismul erupțiunilor de andezite piroxenice sarmațiene. Principalele zăcăminte sînt Ilba (Pb—Zn—Cu) și Băița—Nistru (Au—Ag).

Mineralizațiile zăcămîntului Ilba alcătuiesc patru grupe de filoane [58, 31] situate în structurile: 1) Aluniș cu grupul filonian Firizan, Aluniș, Venera, Valea Ardeleană și Fața Mare, de regulă cu orientare NE-SV; 2) Păcureț cu grupul filonian Mihai—Nepomuk, orientate NE-SV; 3) Țapu, cu grupul filonian Fătuțoaia și Speranța, orientat NV-SE; 4) Valea Colbului, cu filoanele 1—8 orientate preponderent NV-SE. Principalele filoane — Firizan și Venera — au lungimi și grosimi de 500 m și 0,4—1 m, respectiv 700 m și cca 1,2 m. Părțile superioare ale filoanelor au avut Au—Ag, spre adîncime devin polimetalice și apoi cuprifere.

În regiunea Ilba—Handal succesiunea de mineralizare a început cu hematit, pirită, pirotină±sfalerit, calcopirită, galenă, clorit, cuarț și a

sfîrșit cu o secvență predominant polimetalică constituită din sfalerit, wurtzit, calcopirită, tetraedrit, galenă, pirită, bournonit, clorit, cuarț, adular și sericit [58]; aurul nativ se asociază cu cuarțul filoanelor.

Districtul Dealul Crucii—Băiuț. Aria centrală și estică a Munților Gutîi cuprinde numeroase zăcăminte filoniene cu minereuri polimetalice auro-argentifere (Baia Sprie, Cavnic—Bolduț, Roata, Șuior, Jereapăn, Băiuț, Văratec) și polimetalice (Herja, Cisma—Coasta Ursului); mineralizații auro-argentifere se cunosc la Dealul Crucii (fig. 5.28). Mineralizațiile acestui district aparțin ultimei faze — cea de-a treia — de mineralizare, iar genetic se asociază cu andezite piroxenice±hornblendă de tip Herja și Jereapăn (fig. 5.28) [64, 31].

Megmatismul ca și mineralizațiile asociate din acest district au fost controlate în special de fracturi orientate E-V (Herja, Baia Sprie, Șuior, Băiuț) și NE-SV (Cavnic, Roata, Jereapăn). Principalul tip de rocă cu care se asociază mineralizațiile este andezitul de Jereapăn. Alături de celelalte roci, acesta constituie curgeri, produse piroclastice și înrădăcinări.

• Șuior. La Șuior [60, 31] formațiunile fundamentului (Paleogen-Pannonian) și rama vestică a neck-ului cu andezite piroxenice de tip Jereapăn sînt străbătute de-a lungul unei fracturi cu orientare E-V, de un corp de brecii de explozie și tectonice; el constituie de fapt mineralizația cunoscută sub numele de filonul Cremenea. Ea cuprinde blocuri și fragmente de roci sedimentare și eruptive în părțile superioare silicificate, sericitizate, adularizate și argilizate; spre adîncime se adaugă și cloritizări. Pe verticală mineralizația se cunoaște pe 1 100 m, iar pe direcție depășește 800 m lungime; grosimea maximă utilă a zonelor de impregnare a fost de 18 m. Asemenea grosimi sau ceva mai mici au fost întîlnite în zona centrală și superioară a fracturii mineralizate; spre adîncime și în special în rocile sedimentare mineralizația se ramifică, se subțiază și devine lentiliformă. Zona cu minereu aurifer, deja exploatată (1—6 g/t Au), situată în partea superioară a filonului, arată următoarea succesiune de mineralizare [275]: pirită-wurtzit-sfalerit-mispichel-calcopirită-tetraedrit-galenă-boulangerit-marcasită-aur-covelină-bornit; cu totul subordonat s-a remarcat și prezența petzitului și proustitului. Ganga cuprinde cuarț, calcit și adular. De remarcat că filonul cu orientare NE-SV este lipsit de aur; el cuprinde sulfuri comune, bornit, covelină, cuarț și rodocrozit.

• Baia Sprie. Zăcămîntul Baia Sprie este situat la 15 km est de Baia Mare. El cuprinde trei filoane: Principal și Nou situate pe contactul nordic și respectiv sudic al unui dyke și Diagonal format în partea centrală a acestuia [269, 323, 60, 341, 32]. Dyke-ul menționat alcătuit din andezite piroxenice de Jereapăn este orientat E-V, se afundă spre est și are o lungime de cca 2 km. În același cadru structural se mai cunosc depozite flișoide de vîrstă paleogenă, riodacite, sedimente pannoniene, andezite cuarțifere (Pannonian), andezite piroxenice și andezite amfibolice post-mineralizație (Pannonian-Pliocen), andezite piroxenice (Pliocen inf. — Pliocen sup.) și corpuri de dimensiuni minore de andezite-diorite (Pliocen superior) (fig. 5.29). Filoanele Principal și Nou au peste 2 km lungime și 1—6 m, respectiv 1—2 m grosime; filonul Diagonal este mult mai mic (600 m/0,1—1 m).

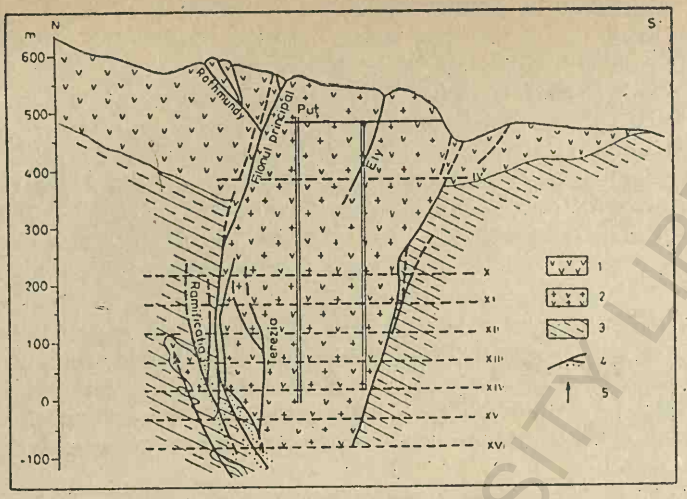

Fig. 5.29. Secțiune geologică prin zăcămîntul de Pb-Zn-Cu Baia Sprie [60]:

1 — lave andezitice; 2 — dyke andezitic; 3 — roci sedimentare neogene; 4 — filoane și impregnări de sulfuri de Pb, Zn, Cu ± Au; 5 — foraj; X...XVI — nivele de exploatare.

Principalele ramificații ale filonului Principal sînt Boului, Leppen și Emeric spre suprafață și Ramura, Puț și Tereza în adîncime. Adîncimea cunoscută a filonului Principal este de peste 800 m; sub orizontul XIV acesta trece din andezite în roci sedimentare. Minereul acestui filon are texturi masive, rubanate și brecioase. El cuprinde peste 80 minerale ca Au, Ag și As nativ, sulfuri comune, sulfosăruri, arseniuri, antimoniuri, oxizi, carbonați, sulfați, wolframați, fosfați, cuarț, silicați. Asociațiile de minerale (1 — pirită-calcopirită-clorit-wolframit-scheelit; 2 — pirită-calcopirită-cuarț-dolomit și pirită-sfalerit-galenă-cuarț și 3 — pirită-calcopirită-sfalerit-galenă-cuarț) indică o variație primară verticală a mineralizației care are un caracter dominant cuprifer în adîncime și polimetalic-aurifer în partea mediană și superioară a zăcămîntului. Alte minerale, ca hematit, magnetit, pirotină, tetraedrit, stibină și freieslebenit, apar în cantități variabile. Este important de reținut că la Baia Sprie s-au descris pentru prima dată andoritul — ($PbAgSb_3S_6$), semseyitul ($9PbS \cdot 4Sb_2S_3$), felsöbanyitul ($Al_4(OH)_{10}SO_4\ 5H_2O$), monsmeditul ($Tl_2O_3K_2O \cdot 8SO_3 \cdot 15H_2O$), klebersbergitul ($Sb_4O_4\ (OH)_2SO_4$) și szmikitul ($MnSO_4 \cdot H_2O$). De asemenea, menționăm ca deosebit de spectaculoase stibinele asociate sau nu cu baritină divers colorată (alb, albastru, verde, roșu) și cuarț.

Filonul Nou este mai bine dezvoltat între orizonturile XII—XIV. În acest spațiu apar îndeosebi formațiunile sedimentare din jurul dyke-ului andezitic. Minereul este constituit din pirită, sfalerit, galenă, cuarț, calcit, siderit, ankerit și baritină; subordonat apar calcopirită, marcasită, stibină, tetraedrit, bournonit, germanit, realgar și auripigment. Celălalt filon — Diagonal — bine cunoscut între orizonturile XI—XVI este alcătuit

din sfalerit, galenă și pirită, subordonat calcopirită și tetraedrit. Ganga este reprezentată în special din cuarț.

Prin caracteristicile geologice-structurale și mineralogice zăcămîntul Baia Sprie poate fi considerat tipic pentru metalogeneza terțiară a arcului carpatic.

• Cavnic. Fundamentul regiunii la Cavnic cuprinde sedimente flișoide paleogene, acoperite de marne și argile sarmațiene și argile și gresii pannoniene ; andezitele cuarțifere cu piroxeni și amfiboli (tip Șuior) pannoniene, andezitele piroxenice ponțiene și andezitele piroxenice cu amfiboli și biotit (tip Jereapăn) acoperă și străbat depozitele sedimentare din regiune. Activitatea vulcanică din regiune se încheie cu erupțiuni de andezite cu biotit și piroxeni de Gutîi [210, 61, 341]. Centrele vulcanice, în special cele cu andezite de tip Jereapăn cu care sînt asociate genetic mineralizațiile, ca și acestea, sînt controlate de sisteme de fracturi cu orientare E-V. În cadrul zăcămîntului se deosebesc două sisteme filoniene : unul, mai important, orientat NNE-SSV (Cristofor, Gutîi, Kelemen, Ramura vestică, Iosif, Gheorghe, Sfinți, Terezia, Ungar, Voievozi, Elisabeta, Urban, Mihai, Paraschiva), și altul, mai puțin important, orientat VSV-ENE, care pare a reprezenta ramuri și legături ale primului sistem. În general filoanele se cunosc pe o înălțime de 500 m, iar lungimile și grosimile variază între 300—1 500 m și 0,5—7 m. Procesul de mineralizare a evoluat probabil în trei stadii cu următoarele asociații de minerale : 1) hematit, goethit, magnetit, pirită, calcopirită, cuarț, silice colomorfă, clorit ; 2) pirită, galenă, sfalerit, calcopirită, tetraedrit, sporadic freieslebenit, bornit, bournonit, arsenopirită, scheelit, wolframit, germanit, jamesonit, calcozină, covelină, adular, sericit, cuarț, minerale argiloase ; 3) sulfuri comune, rodocrozit, cuarț, calcit, gips. Partea superioară a filoanelor, în prezent exploatată, s-a remarcat prin prezența aurului nativ, argentitului, pirargiritului, ștefanitului, polibazitului, cinabrului, realgarului, auripigmentului, etc. Caracteristice pentru minereul acestui zăcămînt sînt cristalele decimetrice de gips, cuarțul alb lăptos, cristalele de rodocrozit, concrețiunile tetraedrit-calcit-cuarț, sfalerita transparentă. Temperaturile de formare a mineralizațiilor din cele trei stadii au variat în limite restrînse : 270—300°C, 245—292°C și 235—285°C. Alterațiile hidrotermale adiacente filoanelor sînt propilitizări, cloritizări, sericitizări, carbonatări și argilizări.

Masivele Toroiaga și Tibleș. În masivul Toroiaga mineralizațiile alcătuiesc filoane orientate NE-SV, mai rar corpuri de impregnație asociate genetic cu intruziuni de andezite, andezite și diorite cuarțifere de vîrstă ponțiană [391, 189, 64]. Aceste intruziuni străbat șisturile cristaline ale grupului de Tulgheș și depozitele sedimentare paleogene parțial transformate în corneene, sau silicifiate, adularizate și argilizate (fig. 5.30). Obișnuit filoanele au lungimi ce variază de la cîteva zeci de metri la cîteva sute de metri și grosimi pînă la cîțiva metri. Minereul este alcătuit în special din pirită, pirotină, arsenopirită, sulfosăruri, calcopirită, galenă și aur. Aurul este asociat cu primele trei minerale. Principalele minerale de gangă sînt cuarț și carbonați, ultimii încheind succesiunea de mineralizare.

Filonul principal — Caterina — prezintă o zonalitate verticală : în partea superioară domină sulfosăruri (bournonit, semseyit, jamesonit,

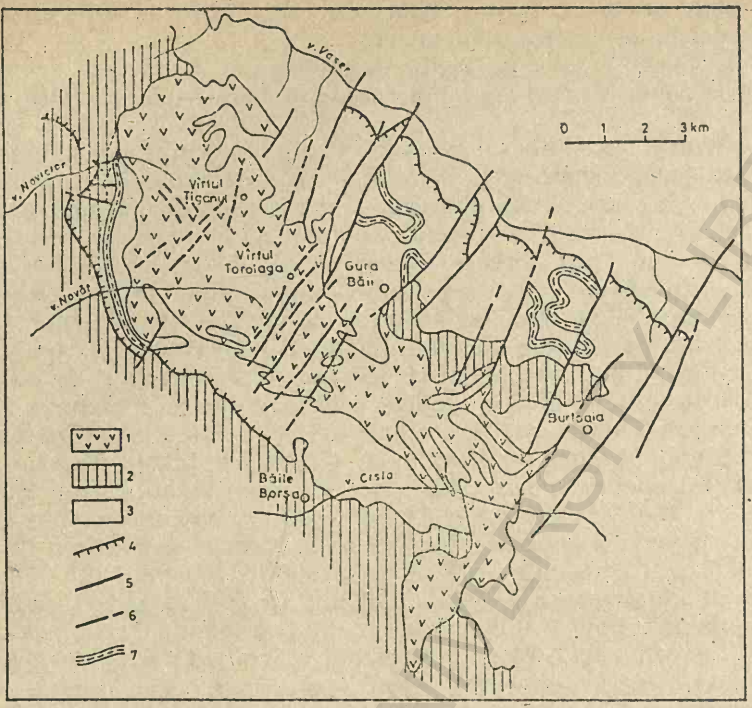

Fig. 5.30. Harta geologică simplificată a masivului subvulcanic Toroiaga (după Borcoș, 1954, Zincenco et al., 1975, în [189]): 1 — andezite-dacite, diorite-cuarț diorite; 2 — roci sedimentare terțiare; 3 — roci metamorfice; 4 — încălecare; 5 — falie; 6 — filon 7 — minereu vulcano-sedimentar metamorfozat.

plumozit, tetraedrit, freibergit, boulangerit, geocronit, matildit, germanit), galenă, sfalerit și aur, iar spre adîncime mineralizația devine cupriferă cu aur.

Masivul Tibleș reprezintă continuarea spre NV a magmatitelor terțiare din munții Călimani — Bîrgău. Principala structură subvulcanică extinsă pe direcție NV-SE, mai puțin filoanele și dyke-urile cu compoziție asemănătoare (cuarț monzodiorite, microgranodiorite, granodiorite, andezite), frecvent propilitizate și uneori silicifiate și adularizate străbat și cornifică sedimente paleogene (gresii, marne, argile). Mineralizațiile alcătuiesc filoane și corpuri de impregnare, mai rar brecii. Filoanele sînt orientate ENE-VSE și NNV-SSE. Principalul filon — Tomnatec — are o lungime de cca 2 km și grosime de 0,10—3 m. În cadrul minereului s-au evidențiat următoarele asociații de minerale [419]: 1) molibdenit, rutil, sfalerit; 2) calcopirită, pirită, magnetit; 3) pirită, pirotină, arsenopirită, sfalerit bogat în Fe, galenă, cubanit, mackinawit, bournonit, tetraedrit; 4) stibină, berthierit, kermesit, sfalerit sărac în Fe, galenă, miargyrit, freieslebenit, owyheit, jamesonit, cinabru. Ganga este reprezentată de cuarț și calcit. De remarcat și prezența skarnelor magneziene (forsterit, spinel, flogopit, etc.) cu magnetit, pirotină, etc.

Districtul metalogenetic Călimani. Pînă în prezent în Munții Călimani se cunosc două cîmpuri metalogenetice : Colibița — Dornișoara și Zebrac — Mermezeu. Ele cuprind mineralizații polimetalice aurifere.

Colibița — Dornișoara. Mineralizațiile cîmpului Colibița — Dornișoara se concentrează în structura Struniorul — Aurari, situată în prelungirea nordică a vîrfului Strunioru, între pîrîul Aurari și văile Colbului și Tihului. Recenta galerie Dornișoara — Colibița a deschis de la este spre vest structura menționată care cuprinde depozite sedimentare oligocen-miocen inferioare, sill-uri și vulcanoclastite alcătuite în special din andezite piroxenice cu amfiboli și andezite amfibolice și monzodiorite și diorite porfirice [31]. Ultimele roci alcătuiesc un corp mai bine dezvoltat la nivelul galeriei amintite, aparent de formă circulară, care secționează deopotrivă depozitele sedimentare și rocile andezitice. Mineralizațiile au caracter polimetalic aurifer și sînt reprezentate de două grupe filoniene — vestic (filoanele 2, 3, 5, 6, 7, 8, 10) și estic (filoanele 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 23, 23 a, 24, 26) ; impregnările și corpurile de brecii (sector estic, 19 a) par a fi puțin importante. Filoanele menționate au orientare preferențială E-V și cad accentuat spre sud. Cele mai importante filoane sînt 26, 27 și 28. Modul de distribuție a filoanelor din cele două grupe sugerează un control tectonic determinat de o importantă linie de fractură orientată E-V. Aceeași fractură a exercitat de asemenea un control în localizarea corpului subvulcanic de compoziție dioritică-monzodioritică. Filoanele urmărind traseul fracturii amintite apar la limita dintre intruziune și rocile eruptive din jur ; ele preferă însă corpul subvulcanic. Obișnuit, acestea au lungimi de zeci pînă la cîteva sute de metri (150—600 m) ; grosimile variază de la 0,10 m la 3—5 m. Grosimile mai mari corespund zonelor de brecifiere asociate fracturilor. Aspectul de filoane fasciculate reprezintă principala caracteristică a mineralizațiilor de la Colibița — Dornișoara. Rocile andezitice sau monzodiorit-dioritice din vecinătatea fracturilor sînt propilitizate, sericitizate, argilizate, etc. Minereul este alcătuit în special din pirită, arsenopirită, sfalerit, galenă și subordonat tetraedrit, pirotină, mackinawit, stibină, jamesonit, semseyit, bournonit, marcasită și aur. Principalele asociații de minerale sînt pirită-arsenopirită-sfalerit-galenă ; pirită-minerale argiloase ; stibină-minerale argiloase. Ganga este reprezentată de cuarț, minerale argiloase și carbonați.

Pentru filoanele deschise perspectiva în cadrul structurii Struniorul — Aurari trebuie căutată în special deasupra galeriei Dornișoara — Colibița ; importantă pare a fi și zona situată la sud, către vîrful Struniorul.

Stînceni. Cîmpul metalogenetic Zebrac — Mermezeu cuprinde la Stînceni mineralizații asemănătoare celor cunoscute la Colibița — Dornișoara. Ele alcătuiesc grupul filonian Dealul Ursului, orientat NNV-SSE ; ca și în cazul precedent corpurile de brecii și zonele de impregnare cunoscute par a fi mai puțin importante. Perspectiva structurii mineralizate pare a fi spre adîncime unde corpul dioritic are probabil o dezvoltare mai mare, iar filoanele posibil asociate genetic cu acesta depășesc dimensiunile cunoscute de ordinul zecilor de metri lungime (rar mai mult) și grosimi de 0,10—0,40 m, excepțional mai mari.

Munții Apuseni. În acești munți mineralizațiile filoniene, mai puțin stockwork-urile cu minereuri polimetalice±Au, Ag, sînt deosebit de numeroase. După cum s-a mai menționat ele sînt asociate proceselor de

subducție care au generat în Mezozoicul inferior (Jurasic inferior-Neocomian) arcul insular din Apusenii de sud și arcul magmatic cu magmatitele laramice (banatite) și terțiare cunoscute în special în munții Metaliferi, Bihor, Gilău și Plopiș.

Procesele metalogenetice asociate rocilor ofiolitice și vulcanitelor arcului insular mezozoic din Munții Apuseni de sud au generat : 1) acumulări de segregație magmatică tîrzie de Fe—Ti—V și Ni asociate cu intruziuni gabroice ; 2) mineralizații de Cu—pirită ; 3) filoane și stockwork-uri din lavele bazaltice ale seriei tholeitice, considerate de Cioflica et al. [91] de origine vulcanogenă și corespunzătoare tipului Gjersvik al lui Pearce și Gale [317], iar de Savu et al. [357] ca hidrotermal-sedimentare de tip Cipru și hidrotermale de tip Vorța ; 4) mineralizații filoniene și de impregnare de Mo±sulfuri și de Pb—Zn—Cu±Mo, genetic legate de intruziunile granitoide eocretacice (Săvîrșin, Cerbia) ; 5) mineralizații vulcanogen-sedimentare de tip Kuroko (Vorța) asociate cu vulcanite. Vom descrie succint cîteva dintre ivirile cu mineralizații de sulfuri de tip filonian și stockwork-uri.

Ivirile de pirită — Cu din masivul Drocea și de la Pătîrș. În masivul Drocea se cunosc numeroase filoane și zone de impregnări mai puțin stockwork-uri mineralizate cu pirită±Cu. Ele apar, în special, în regiunile Căzănești — Ciungani, Almășel, Corbești, Pietriș, Brazi [35, 88, 358] ; stockwork-uri mai importante apar la Pătîrș [357] și Roșia Nouă.

Filoanele și zonele de impregnare au în general dimensiuni reduse ; lungimile rar depășesc 100 m, iar grosimile variază de la cîțiva centimetri la 1 m, excepțional mai mari. Ele se asociază cu zone de fracturi situate îndeosebi în bazalte silicifiate, cloritizate și argilizate. Sînt orientate în general E-V, prezintă discontinuități pronunțate și sînt situate de regulă în bazalte silicifiate, cloritizate și argilizate. Adesea, mai ales la intersecția unor rețele de fisuri sau în zonele unde fracturile au fost mai bine deschise, apar depuneri masive de pirită fină. Cele mai reprezentative mineralizații se cunosc la Căzănești (văile Caprei, Cireșoaia, Furului etc.), Ciungani (Valea Mare), Almaș — Sălișteș (Valea Boului, pîraiele Ghebos, Frăsinet, etc.), Brazi (valea Zeldișului), etc. Minereul cuprinde pirită și calcopirită. El se deosebește de cel cunoscut în fisurile microgabbrourilor de la Almășel, alcătuit din magnetit, hematit, calcopirită, pirită, sfalerit, galenă, tetraedrit, calcozină, cuarț și siderit. Cu unele excepții aceste mineralizații sînt situate în bazalte și/sau anamesite ale seriei tholeitice. Fracturile și zonele de fisurație în care sînt situate aceste mineralizații reprezintă căi de circulație a unor soluții hidrotermale cu aport probabil substanțial de apă de mare.

Stockwork-urile reprezintă probabil partea superioară mai pronunțat fisurată a unor zone de fracturi. Dintre cele două zăcăminte mai bine cunoscute — Roșia Nouă și Pătîrș — vom insista asupra ultimului.

După Savu et al. [357] mineralizația de la Pătîrș s-a depus în două stadii, separate de o importantă brecifiere, cu următoarea succesiune de formare a mineralelor : 1) pirotină-pirită-magnetit-hematit I-hematit II-calcopirită și cuarț-clorit ; 2) pirită larg cristalizată-cuarț-clorit fibroradiar-carbonați și minerale argiloase. Autorii menționați consideră zăcămîntul Pătîrș ca aparținînd tipului Cipru (origine hidrotermal-sedimentară), cu mențiunea că ceea ce se cunoaște astăzi reprezintă partea inferioară, evident de natură hidrotermală.

Aceeași mineralizație prezentată de Cioflica et al. [91] și Cioflica, Vlad [88] ca reprezentînd aglomerări de pirită + calcopirită în fisuri și sub formă de cuiburi, marginal înconjurate de diseminări de pirită, este atribuită tipului Gjersvik.

Ivirile de Pb—Zn—Cu±Au, Ag din masivul Drocea și Munții Metaliferi. Aceste iviri sînt mult mai puțin numeroase decît cele de pirită—Cu. Ele sînt asociate probabil genetic cu intruziunile granitoide calco-alcaline de la Căzănești (Valea Sasului), Săvîrșin, Cerbia — Almaș — Seliște și dioritice-trondhjemitice de la Vorța — Dealul Mare — Podele [358] și Vălișoara — Almașul de Mijloc [31].

În regiunea Cerbia — Almaș — Seliște, mineralizațiile polimetalice alcătuiesc două sisteme filoniene : unul cu orientare ENE-VSE, în general, situat în vulcanitele de arc insular din imediata apropiere a intruziunii granitoide, caracterizat prin asociația cuarț, pirită, sfalerit, galenă, rutil, calcopirită, tetraedrit±molibdenit, și altul orientat N-S, mai bine cunoscut pe pîrîul Șovarului, afluent drept al văii Strîmba de la Almaș — Săliște. Minereul ultimului sistem filonian are o compoziție asemănătoare primului, cu mențiunea că acesta este lipsit de molibdenit. Filoanele au dimensiuni modeste : lungimi de zeci de metri (rar mai mari) și grosimi de 0,10—1 m. Adesea rocile din jurul filoanelor sînt silicifiate, argilizate, carbonatate și impregnate cu pirită±alte sulfuri.

Iviri și zăcăminte polimetalice±Au laramice din Munții Bihor. Partea central-sudică a Munților Bihor cuprinde numeroase iviri mineralizate polimetalic±Au [156, 157, 250, 92, 31]. Aceste mineralizații încheie cortegiul proceselor postmagmatice asociate genetic intruziunilor banatitice din regiune. Ele s-au format atît prin procese de substituție (zone de impregnare) cît și de umplere a spațiilor libere (filoane). Forma lor frecvent aplatizată, cît și dimensiunile variabile (lungimi obișnuit de 150—300 m, grosimi de 0,10—20 m), reflectă amprenta factorilor structural-tectonic și litostratigrafic în controlul metalogenezei.

Cadrul geologic-structural în care apar aceste mineralizații este deosebit de complex ; formațiunile cristaline epimetamorfice ale seriilor de Biharia (metabazalte, metadiorite, metatufuri bazice, etc.) și Muncel (complex vulcano-sedimentar cu produse ale unui vulcanism acid), ca și cele sedimentare (siltite, gresii, conglomerate) ale seriei de Păiușeni, reprezintă o structură în pînză desăvîrșită în tectogeneza alpină. Rama sudică a formațiunilor cristaline este acoperită de depozite de vîrstă senoniană, alcătuite din conglomerate, gresii și argile (facies de fliș).

În timpul diastrofismului prealpin și alpin pre-Gosau formațiunile cristaline, alcătuind un sinclinoriu orientat NE-SV, și cuvertura sedimentară permiană au fost antrenate în șariaje repetate, cu vergențe de încălcare de la sud spre nord. Ca urmare, unitățile tectonice rezultate, eșalonate de la nord la sud, care se acoperă reciproc, sînt : pînza de Arieșeni, pînza de Poiana, pînza de Biharia și pînza de Muncel. De reținut că depozitele senoniene ale bazinului Hălmagiu au o poziție post-pînză.

Tectonica rupturală alpină foarte activă a condus în special la formarea sistemului de fracturi cu extindere regională și orientare NV-SE. Ele secționează formațiunile fundamentului și ale pînzelor suprapuse cît și depozitele senoniene și apofizele predominant de compoziție granit-granodioritică ale plutonului Băița — Hălmagiu. Fracturile formează un sistem paralel bine individualizat, marcat pe direcție de numeroase dis-

continuități și reluări tip „en échelon". Ele controlează rocile filoniene din suita finală a banatitelor (riolite, riolite microgranitice, andezite, bazalte, lamprofire).

Punerea în loc a plutonului Băița — Hălmagiu a fost însoțită de variate procese de metamorfism termic (șisturi pătate, corneene) și metasomatic (silicifieri, feldspatizări, argilizări, etc.) și de mineralizare (skarne cu Mo, W, Bi, Pb, Zn, Cu, etc., zone de impregnare și filoane cu Pb, Zn, Cu±Au, Ag, etc.). Alterațiile hidrometasomatice însoțesc de regulă fracturile cu orientare NV-SE.

Principalele zăcăminte cu mineralizații polimetalice asociate zonelor de fracturi în Munții Bihor se cunosc la Brusturi (dealul Băilor), Luncșoara (Rîul Mic), Șipot și Izvorul Bihorului.

● Brusturi. Zăcămîntul Brusturi reprezintă șase zone de fracturi dintre care zona I (fractura Dalea), cea mai importantă, deschisă pe cca 450 m înălțime, este în prezent aproape exploatată. Zona I, ca și celelalte zone, reprezintă fracturi cu care se asociază roci filoniene laramice (bazalte, andezite, lamprofire) circulate de soluții hidrotermale, marcate în special atît de existența a numeroase fisuri și filonașe, mai rar filoane umplute cu cuarț și sulfuri, cît și de o pronunțată impregnare cu sulfuri pe planele de șistozitate, stratificație și în masa șisturilor cristaline; în puține cazuri mineralizația apare și în filoane de roci eruptive. Unele dintre fracturile menționate converg spre adîncime (zona a II-a) iar mineralizațiile lor, cu excepția fracturii Dalea, nu se cunosc la suprafață (fig. 5.31). În zăcămînt lungimea zonelor utile variază de la fractură la fractură (maximum 250—300 m la fractura Dalea). Grosimile au variații mari: 0,1—20 m, rar mai mari (la fractura Dalea).

Urmărind variația cantitativă și calitativă pe verticală a elementelor utile din zăcămîntul Brusturi, și în special pe fractura Dalea [156]

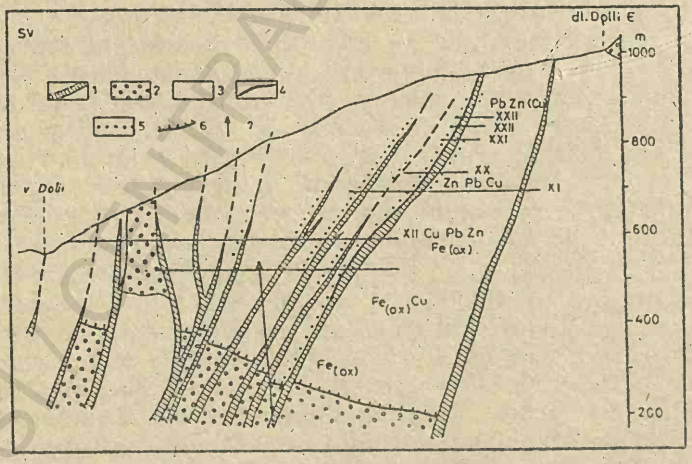

Fig. 5.31. Secțiune geologică prin zăcămîntul Brusturi, Munții Bihor ([141] cu completări):

1 — filoane de lamprofire, andezite și bazalte laramice; 2 — șisturi și conglomerate permo-carbonifere; 3 — șisturi cristaline precambriene retromorfozate (seria de Biharia); 4 — fracturi mineralizate; 5 — mineralizații polimetalice și skarne cu oxizi de fier ± sulfuri; 6 — pînză; 7 — foraj; XXII ... XII — nivele de exploatare.

se constată o concentrare a Pb și Ag în partea superioară a zăcămîntului, a Zn în partea mediană și a Cu, Zn și Fe (oxizi) spre nivelele mai adînci ale acestuia. Principalele asociații de minerale întîlnite în zăcămînt sînt : 1) pirită, molibdenit, hematit, magnetit, epidot, granați, wollastonit, tremolit, clorit, carbonați, calcopirită, sfalerit în partea inferioară a zăcămîntului ; 2) cuarț, minerale argiloase, pirită±sfalerit, calcopirită ; 3) clorit, epidot, cuarț, carbonați, pirită, calcopirită, sfalerit, galenă, subordonat arsenopirită, tetraedrit, bornit, bournonit, boulangerit, jamesonit, plumozit, covelină, calcozină în părțile inferioare și respectiv superioare ale zăcămîntului. În zona de oxidație apar malachit, azurit, zincit, hidrozincit, anglezit, smithsonit, hidroxizi de Fe și Mn etc. (Nedopaca, comunicare orală). Alte asociații întîlnite în alte iviri și zăcăminte din Munții Bihor sînt : pirită±Au și pirită, sfalerit, galenă, calcopirită, aur±arsenopirită (Rîul Mic), magnetit, hematit, sfalerit, calcopirită, pirită (Valea Vacii) ; pirită, hematit, sfalerit, galenă±molibdenit, calcopirită, minerale de Bi (Valea Dedeș, Valea Leuca, Izvorul Bihorului), etc.

Alte mineralizații polimetalice hidrotermale laramice în Munții Apuseni se mai cunosc la Budureasa (Fe+Pb+Zn+Cu+Bi+brucit) [197], Julești—Valea Fagului (Pb+Zn+Cu+Au+Ag), Valea Seacă în Munții Bihorului, Lita Băișoara (Cu+Zn+Pb±Ag) în Munții Gilău, Borod—Cornițel (Pb—Zn±Cu—Au, Ag) [38] în Munții Plopiș. O sinteză a activității magmatice și metalogenetice din aceste regiuni și în special din Munții Apuseni a fost recent realizată de Ștefan et al. [392].

Iviri și zăcăminte polimetalice±Au, Ag terțiare în Munții Metaliferi. În Munții Metaliferi activitatea vulcanică a început probabil în Paleocen-Miocen inferior [415] și a continuat cu unele întreruperi pînă în Pliocen inferior. Ea a generat andezite, riodacite, riolite în Paleocen-Miocen inferior (Borcoș et al., 1984c) andezite și dacite în Badenian superior, andezite și andezite cuarțifere (Săcărîmb, Barza, Vălișoara, etc.) în Sarmațian — Pannonian și dacite (Cetraș) și andezite în Pannonian — Pliocen [31, 32]. Vulcanitele au caracter calco-alcalin. Ele umplu bazinele sedimentare terțiare, tectonic formate după sisteme de fracturi orientate în special NV-SE și ENE-VSV și intrud produsele arcului insular mezozoic, precum și sedimentele de vîrstă jurasic superior-cretacică. Principalele intruziuni au caracter subvulcanic și sînt reprezentate prin diorite și diorite cuarțifere. Ele însoțesc structurile vulcano-intruzive și caracterizează ariile cu intersecții de fracturi și aparate vulcanice complexe.

Procesele metalogenetice sînt asociate erupțiunilor predominant andezitice de vîrstă Badenian superior — Pannonian — Pliocen. Ele au generat mineralizații preponderent auro-argentifere (Musariu, Caraciu, Săcărîmb, Roșia Montană etc.), polimetalice-auro-argentifere (Hondol — Băiaga, Troița, Băița — Crăciunești, Valea Morii, Muncăcească vest, Hanes, Bucium — Aramă, Corabia — Conțu etc.), polimetalice (Bocșa), piritoase±Au (Vălișoara, Larga, etc.), cinabrifere (Izvorul Ampoiului, Băbuia etc.) și porphyry--copper—Au (fig. 5.32). Ultimul tip de mineralizații a fost prezentat anterior. Celelalte mineralizații alcătuiesc în special filoane, adesea cu aspect fasciculat, arborescente, însoțite de zone de impregnare ; corpurile de brecii și stockwork-urile sînt de asemenea prezente.

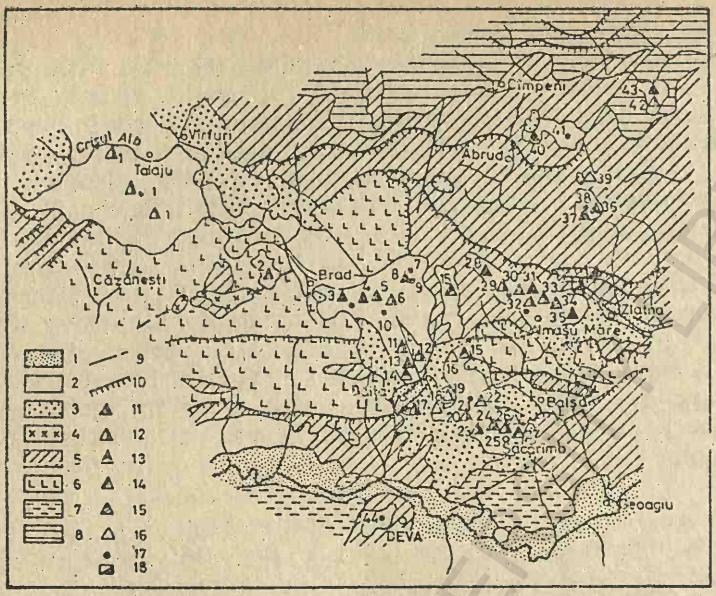

Fig. 5.32. Harta geologică a Munților Metaliferi și a regiunilor învecinate cu distribuția principalelor mineralizații asociate metalogenezei terțiare (după Borcoș et al., 1984, [31], cu completări și modificări):

1 — Cuaternar; 2 — vulcanite terțiare (Badenian-Pliocen); 3 — molasă terțiară; 4 — magmatite paleogene; 6 — fliș cretacic; 6 — magmatite mezozoice de arc insular (Jurasic-Cretacic); 7 — formațiuni epimetamorfice paleozoice (grupul de Rebra); 8 — formațiuni cristaline precambriene și paleozoice; 9 — falie; 10 — pînză. *Tipuri de parageneze:* 11 — aur nativ-cuarț; 12 — sulfuri-aur; 13 — aur-minerale de Ag-sulfuri; 14 — telururi de Au și Ag-sulfuri; 15 — pirită ± sulfuri de Pb, Zn, Cu-Au; 16 — sulfuri comune ± aur; 17 — porphyry copper-Au; 18 — Hg. *Zăcăminte:* 1 — Talagiu; 2 — Caraci; 3 — Musariu; 4 — Brădișor; 5 — Barza; 6 — Valea Morii; 7—9 — Rovina-Colnic; 10 — Valea Morii Nouă; 11—12 — Hărțăgani; 13 — Dealul Băilor; 14 — Ciinel; 15 — Cordurea; 16 — Vălișoara; 17 — Băița-Crăciunești; 18 — Draica-Sălișteș; 19 — Trestia; 20 — Bolcana-Troița; 21 — Troița; 22 — Voia; 23 — Măgura; 24 — Hondol; 25 — Băiaga-Hondol; 26 — Bocșa-Săcărîmb; 27 — Săcărîmb; 28 — Mormîntul; 29 — Muncăceasca vest-Stănija; 30 — Muncăceasca est; 31 — Almaș; 32 — Baba; 33 — Haneș; 34 — Larga; 35 — Breaza; 36 — Corabia; 37 — Vîlcoi; 38 — Bucium-Tarnița; 39 — Frasin; 40 — Roșia Montană; 41 — Roșia Poieni; 42—43 — Baia de Arieș.

Filoanele și zonele de impregnare apar în intruziuni și în rocile din jurul lor; excepția o constituie mineralizațiile de Hg situate în afara structurilor vulcanice și a unor corpuri intruzive vizibile. Orientarea filoanelor este de regulă NV-SE, rar N-S și NE-SV și foarte rar E-V. Ele au lungimi de 100—300 m, rar depășesc 1 km (filonul 11 Haneș, filonul Arama), iar grosimile variază între cîțiva milimetri la metri (10—20 m filonul 11 Haneș, la orizonturi inferioare și superioare), media fiind 0,30 m. În mod obișnuit înălțimea coloanei mineralizate variază între

300—400 m și numai rareori atinge 600—800 m (Musariu, filonul 11 Haneș) (v. fig. 5.8).

Alterațiile hidrotermale prezintă forme variate ; caracteristice pentru filoane, corpuri de brecii și stockwork-uri (volburi) sînt silicifierile, argilizările, sericitizările și feldspatizările. Adesea acestea depășesc cu mult aria limitrofă corpurilor de minereu, caz în care sugerează existența mascată sau parțial mascată a unei structuri subvulcanice (Hondol, Voia, Musariu, etc.).

Principalii factori de control ai mineralizațiilor din Munții Metaliferi sînt : 1) tectonic — existența fracturilor cu orientare NV-SE ; 2) litologic-petrografic — dioritele, andezitele de tip Săcărîmb, Vălișoara, Barza [154] și subtipurile acestora de vîrstă sarmațian-pannoniană-pliocenă (?). Avînd în vedere aceste observații, cercetările viitoare ar trebui îndreptate spre acele structuri îngropate, bine conservate, în care cei doi factori se regăsesc (Voia, Măcriș — Coasta Mare, Măcriș — Șeasa).

În general s-a constatat că în interiorul aceluiași zăcămînt sau grup de zăcăminte distribuția asociațiilor de minerale și elemente indică o zonalitate verticală și orizontală : paragenezele simple — pirită±Au și Au—cuarț, sau paragenezele complexe — Au—sulfosăruri de Ag, telururi de Au și Ag apar în partea superioară a zăcămintelor (Musariu, Săcărîmb) ; ele trec treptat sau brusc spre adîncime de la parageneza sulfuri comune—Au—Ag la sulfuri comune±Au, Ag, pirită±sulfuri comune—Au și uneori pirită—calcopirită±Au, Mo (Brădișor, Barza, Valea Morii, etc.) (fig. 5.33). Zonalitatea orizontală este marcată de prezența mineralizațiilor polimetalice aurifere, polimtealice și de telururi de Au și Ag în interiorul intruziunilor ; aurul nativ, pirita±Au și cinabru-carbonați situîndu-se la periferia acestora sau în formațiunile înconjurătoare.

Varietatea mare a paragenezelor minerale și elementelor asociate mineralizațiilor din Munții Metaliferi [32] relevă formarea acestora într-un domeniu larg de temperatură, obișnuit între 400—185°C [190].

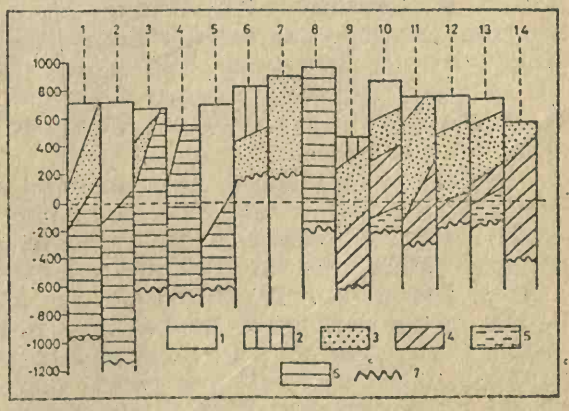

Fig. 5.33. Înălțimea aproximativă a etajelor mineralizate și zonalitatea verticală la unele zăcăminte terțiare din Munții Metaliferi, Oaș și Gutîi ([31] cu completări) :
1 — Au-Ag ; 2 — Au-Ag-Te-Pb-Zn ; 3 — Pb-Zn ± Au, Ag ; 4 — Pb-Zn-Cu (± Au, Ag) ; 5 — Cu (± W, Mo, Sn) ; 6 — Cu-Au (porphyry copper-aur) ; 7 — cota inferioară aproximativă de cunoaștere a mineralizației. *Zăcăminte :* 1 — Talagiu ; 2 — Musariu ; 3 — Valea Morii ; 4 — Bolcana ; 5 — Voia ; 6 — Săcărîmb ; 7 — Haneș ; 8 — Roșia-Poieni ; 9 — Viezuri ; 10 — Baia Sprie ; 11 — Herja ; 12 — Suior ; 13 — Cavnic ; 14 — Bolduț est.

Mineralizații asociate vulcanismului terțiar din Munții Metaliferi se cunosc în districtele Brad-Săcărîmb, Almaș-Stănija, Roșia Montană-Bucium și Baia de Arieș. Vom prezenta cîteva din zăcămintele polimetalice aurifere mai importante.

Districtul Brad-Săcărîmb. Majoritatea zăcămintelor cunoscute în acest district s-au exploatat pentru aur. Avansarea în adîncime a lucrărilor miniere arată caracterul polimetalic-aurifer al acestora. În acest caz, pînă în prezent, s-au dovedit a fi aurifere zăcămintele Caraciu, Musariu, Brădișor, Ruda — Barza, Carpen, Trestia și Hărțăgani (fig. 5.32). Celelalte zăcăminte pot fi împărțite după paragenezele principale în: aurifere polimetalice cu telururi de Au—Ag (Săcărîmb, Cordurea), polimetalice aurifere cu aur și sulfosăruri de Ag (Căinel, Săliște — Draica), polimetalice auro-argentifere (Măgura Țebei, Valea Morii, Măgura Băii, Vălișoara (Porcurea), Băița — Crăciunești, Trestia, Troița, Troița — Teascu, Măgura, Hondol, Coranda — Hondol), polimetalice (Bocșa — Săcărîmb, Pîrîul lui Avram) și pirită±aur (Vălișoara est). De menționat că multe zăcăminte considerate polimetalice-aurifere au avut filoane deosebit de bogate în aur (filonul 10 Antoniu — Valea Morii, filoanele 1 și Ioan — Hondol etc.).

• Valea Morii. Zăcămîntul Valea Morii [154, 421, 31, 32] este situat în partea centrală a cîmpului minier Brad (fig. 5.32). El cuprinde două grupe de filoane: grupul Valea Morii cu filoanele Hermina, Iuliu, Filonul Nou, Filonul B, Liegendtrumm I și II (situate în partea de est și sud-est a neck-ului Barza, în andezite cuarțifere, brecii andezitice și sedimente miocen inferioare) și grupul Valea Morii Nouă reprezentat de filoanele 10 Antoniu și Plumb, 7, 8, 9. Filoanele sînt asociate genetic cu intruziunea subvulcanică Valea Morii. În cazul în care ultimul grup de filoane reprezintă continuarea sudică a celui precedent se poate admite că ne aflăm în prezența unui cîmp filonian orientat N-S, lung de cca 2 km și lat de 300—400 m. Filoanele mai importante 10 Antoniu și Plumb au lungimi și grosimi de peste 800 m/1 m și respectiv 600 m/1 m. Primul filon este cunoscut pe 400 m înălțime. Principala caracteristică a filoanelor de la Valea Morii Nouă a fost bogăția în aur (ex. filonul 10 Antoniu) la nivelele superioare galeriei 1 Mai (cota 365 m); sub nivelul —250 m conținutul în aur scade simțitor, minereul îmbogățindu-se ușor în sulfuri. În jurul filoanelor rocile sînt silicificate, argilizate, adularizate și sericitizate. Propilitizarea are o răspîndire mult mai largă. Minereul cuprinde aur nativ, sfalerit, galenă, calcopirită, tetraedrit, pirită, marcasită. Ganga este predominant constituită din cuarț, subordonat minerale argiloase, carbonați și baritină. Aurul este asociat cu cuarț și sfalerit (filonul 10 Antoniu). Adesea geodele de cuarț cuprind foițe și cristale mici de aur.

• Băița — Crăciunești. Acest zăcămînt este situat la sud de Băița, în dealul Sfredelul (fig. 5.32). Aici se cunosc vulcanite de arc insular de vîrstă mezozoică (bazalte, andezite, riolite, riodacite), calcare jurasice și depozite sedimentare miocen inferioare [415]. Zăcămîntul cuprinde numeroase filoane [154, 89, 65, 31]. Cel mai important — Suhaida —, lung de 800 m și cu o grosime de 0,50 m, a fost exploatat pe o înălțime de 400 m. Partea centrală a filonului în zona coșului central riodacitic prezintă un aspect de stockwork („coș") care datorită conținutului ridicat de aur a fost exploatat în totalitate. Tot datorită bogăției în aur, ramificațiile filonului Suhaida, situate în vecinătatea stockwork-ului (Emma,

Carol, Mihai, 9, Principal, Kreuzschlager, etc.), au fost exploatate ; în adîncime aceste ramificații se unesc cu filonul principal. Filonul Suhaida, împreună cu alte filoane paralele (Rudolf, Ladislau, Antoniu, Iosif) alcătuiesc un cîmp filonian cu orientare NNV-SSE cu înclinări accentuate și oscilante. În general filoanele de la Băița au fost bogate în sulfuri comune. Ele cuprind sfalerit cleiofanic, galenă, pirită, calcopirită, marcasită, tetraedrit, stefanit, pirargirit, argentit, arsenopirită, auripigment, aur și argint nativ, cuarț, calcit, baritină, gips. La nivelul galeriei Crăciunești (cota 247 m) conținuturile medii ale minereului au fost 8,7 g/t Au, 17,26 g/t Ag și 4—8% Pb+Zn.

• Hondol, Coranda-Hondol. Aceste două zăcăminte se situează la cca 4 km est de zăcămîntul Măgura, în bazinul superior al Pîrîului Hondol (fig. 5.34) [154, 421, 190, 417]. Mineralizațiile se prezintă sub formă de filoane aurifere (Hondol) și impregnații, corpuri de brecii, subordonat filoane cu minereuri polimetalice aurifere (Coranda — Hondol). Filoane aurifere apar în și la periferia unui corp de andezite situate în Valea Coasta Mare. Ele sînt orientate NNV-SSE (filonul Împăratul, lung de cca 400 m, cu grosime medie de 0,50 m), NE-SV (filoanele Carol, 1 și Ioan) și NV-SE (filoanele Leopold, Tivadar, Rozalia etc.). Dintre acestea grupul filoanelor Carol, 1 și Ioan au fost bogate în aur ; celelalte sînt bogate în sulfuri. Aurul este asociat cu cuarț și cu arsen nativ, iar uneori apare și sub formă de paiete și dendrite.

Mineralizația polimetalică-auriferă de la Coranda — Hondol [417] reprezintă în special o zonă de brecie formată pe seama unei secvențe grezo-argiloasă barremian-apțiană, cu intercalații de lave spilitice situate la contactul vestic, mai puțin estic, al unui corp subvulcanic andezitic (Pannonian) (fig. 5.34). Mineralizația, mai puțin intensă, apare și în conglomeratele antebadeniene și lavele andezitelor cu hornblendă de tip Hondol (Sarmațian) situate deasupra. Aria mineralizată este intens argilizată și piritizată. Brecia de pe rama vestică, inclusiv sedimentele fisurate și mineralizate, a fost urmărită cu lucrări miniere și foraje pe o înălțime de 300—350 m ; ea are o lungime de cca 250 m, grosimea variind de la metri la cîteva zeci de metri. Minereul cuprinde pirită, sfalerit (sărac în fier), galenă, calcopirită, pirotină, mackinawit, aur nativ, stibină, cuarț, calcit și baritină.

Districtul Almaj-Stănija. Magmatismul și metalogeneza acestui district au fost controlate de fracturi cu extindere regională orientate E-V (aria Valea Poienița — Valea Ampoiului) și NV-SE (Vf. Jido-

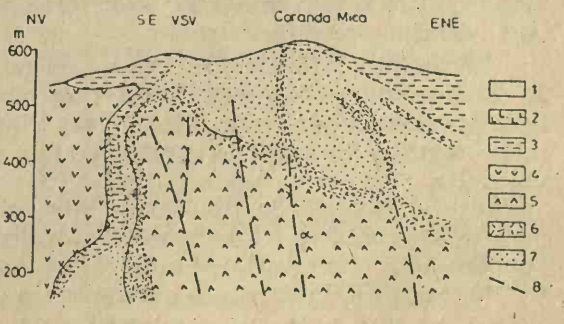

Fig. 5.34. Secțiune geologică prin zăcămîntul Coranda-Hondol, Munții Metaliferi ([417] cu simplificări) :

1 — depozite grezo-siltice barremian-apțiene ; 2 — bazalte spilitizate ; 3 — conglomerate și gresii antebadeniene ; 4 — andezite cu hornblendă de Hondol ; 5 — andezitele subvulcanului Băiaga argilizate și parțial brecifiate ; 6 — brecii heterogene ; 7 — conturul zonei mineralizate ; 8 — fractură.

vul-Dealul Trîmpoiele). Fundamentul regiunii cuprinde vulcanitele arcului insular mezozoic (andezite, bazalte±riolite), sedimente jurasic-cretacice, depozite de molasă atribuite Aquitanian-Burdigalianului (conglomerate Fața Băii, pietrișurile de Almașul Mare, argile, gresii) și Kossovianului (sedimente marine și vulcano-sedimentare) [64]. Vulcanitele terțiare sînt reprezentate prin andezite, riodacite și riolite de vîrstă paleocenă și andezite-andezite cuarțifere cu hornblendă±piroxeni, biotit asociate seriei Săcărîmb-Barza.

Procesele metalogenetice sînt asociate genetic cu andezitele seriei de Săcărîmb-Barza (Sarmațian — Pannonian) și au generat în special zăcăminte polimetalice aurifere (Muncăceasca — Stănija, Almaș, Baba, Băbuța-Concordia, Toți Sfinții, Meteșan, Prepestenia, Larga etc.). Zăcăminte tipic aurifere, dar puțin importante, au fost la Valea Tisei, Mormîntul, Poiana (Iojica), Muncăceasca est și Breaza, iar în bazinul Văii Dosului s-au concentrat acumulări de Hg (Izvorul Ampoiului, Viltori, Băbuia). Aceleași procese au condus și la formarea zăcămintelor tip porphyry copper-aur asociate structurilor subvulcanice andezit-dioritice de la Stănija (V. Calului), Muncăceasca vest și Trîmpoiele (fig. 5.32). În partea superioară a filoanelor din zăcămintele Brădișor și Fața Băii paragenezele minerale au cuprins și telururi de Au și Ag.

• Muncăceasca — Stănija. Caracteristice pentru această regiune sînt corpurile subvulcanice de compoziție andezit-dioritică de vîrstă posibil Sarmațian — Pannonian (?). Acestea străbat vulcanitele mezozoice de arc insular și sedimentele cretacice (conglomerate, gresii, argile); cu ele se asociază genetic și adesea spațial mineralizațiile din regiune. Principalele zăcăminte cunoscute — Stănija, Muncăceasca vest și Muncăceasca est — se asociază cu intruziunea andezitică-dioritică, parțial deschisă de galeriile Muncăceasca vest și est și de Podul Ionului [154, 190, 64]. Mineralizațiile alcătuiesc în special grupurile de filoane cu ramificații în părțile superioare; mai puțin frecvente sînt stockwork-urile și corpurile hidrometasomatice.

La Stănija principalele filoane sînt asociate cu corpul andezitic din Dealul Ungurului. Ele alcătuiesc un grup orientat NV-SE constituit din filoanele Ana, Ludovica, Grufoaia, Lazăr, Fortuna, Aurel, Grațiele, Budac, Iulius, Ieronim. La intersecția filoanelor acestui grup cu filonul Vilanela și ramificațiile lui (Puț Lazăr) apare o zonă intens brecifiată și mineralizată cu perspective economice deosebite. Dintre filoanele mai importante Sf. Treime și Vilanela, ultimul s-a remarcat prin aspectul de fractură cu o largă zonă de impregnare, grosimea utilă pe 100 m lungime fiind de peste 10 m (25 m la orizontul — 240 m), pe 250 m înălțime. Minereul cuprinde pirită și aur în părțile superioare ale filoanelor și se îmbogățește spre adîncime în sulfuri comune.

Zăcămîntul Muncăceasca vest cuprinde un grup de filoane (18, 20, 25, etc.) cu numeroase ramificații spre părțile superioare (Haber, Scării, Spoială, Robatin, Iolanda, Vîna Mare, Fîntîna, Tulnic) situat în majoritatea cazurilor în gresii și conglomerate cretacic superioare mai puțin în vulcanite mezozoice de arc insular (piroclastite bazaltice-andezitice) și andezite amfibolice de tip Barza. Întregul grup de filoane este asociat genetic și spațial cu intruziunea subvulcanică andezit-dioritică, parțial cunoscută la orizonturile Muncăceasca vest și est și Podul Ionului (—240, m), care după cum s-a menționat cuprinde mineralizații porphyry copper-Au (fig. 5.35). Principalul filon 25 (Corabia) la orizontul —240 m

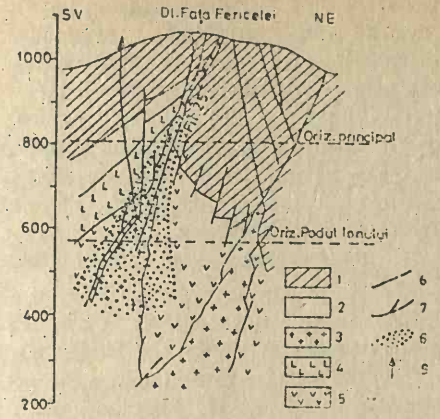

Fig. 5.35. Secțiune geologică prin zăcămîntul Muncăceasca vest (după Ianovici et al., 1969, în [31] cu completări):

1 — conglomerate și gresii cenomaniene; 2 — fliș cretacic superior; 3 — andezite-microdiorite (Sarmațian-Pannonian); 4 — andezite și bazalte de arc insular (Cretacic inferior); 5 — corneene; 6 — falie; 7 — filoane mineralizate; 8 — stockwork porphyry copper (Au); 9 — foraj.

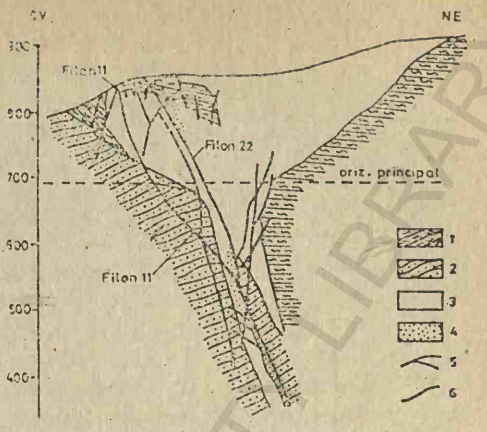

Fig. 5.36. Secțiune geologică prin zăcămîntul Haneș (după Borcoș et al., 1964, [31] cu completări):

1 — marne și gresii paleocen-badeniene; 2 — conglomerate antebadeniene; 3 — andezite cu amfiboli tip Barza; 4 — zone de impregnație și brecifiere; 5 — filoane mineralizate; 6 — fracturi.

este mai puțin important; deasupra acestui orizont el este cunoscut pe o înălțime de cca 450 m. Filoanele din grupul Muncăceasca vest cuprind pirită, adesea compactă și aur în părțile superioare și sulfuri comune în adîncime; uneori s-a semnalat și prezența silvanitului, petzitului, krennerituli, tetraedritului și frohbergitului [154, 339, 190, 31, 32]. Principalele minerale de gangă sînt cuarțul, carbonații și mineralele argiloase. În zăcămîntul Muncăceasca, deasupra orizontului Muncăceasca vest s-a exploatat pe 180 m înălțime stockwork-ul Techereu. El a avut o formă cilindrică și grosimi de 15 și 5 m la orizonturile Paraschiva (986 m) și respectiv Alexandra (m 838).

• Haneș. Zăcămîntul Haneș este un neck central alcătuit din andezite cuarțifere cu amfiboli (800/500 m), marginal înconjurat de intruziuni satelite, de compoziție similară, orientate NV—SE. Aceste roci străbat fundamentul alcătuit din vulcanite mezozoice de arc insular și depozite sedimentare badeniene și antebadeniene (fig. 5.36). Galeria Haneș (cota 692 m) a deschis la nivel inferior filoanele zăcămîntului. Dintre acestea filoanele 11 și 22, de direcție N60°V/70—80°N sînt cele mai importante [154, 64, 190, 31]. Ele se întretaie în zona centrală a structurii, iar cuplate au o lungime cumulată de cca 1 km și 800 m înălțime. Partea superioară a acestor filoane ca și ramificațiile de aici (11 bis, 11 ramificație, 14c, 25, 27 și 29) sînt în cea mai mare parte exploatate. Grosimile variază între 0,50 și 10 m și 0,10 la 1,2 m la filoanele 11 și respectiv 22. Cercetări recente au arătat existența sub orizontul galeriei Haneș a unor zone de brecifieri și impregnări de tip stockwork, situate pe filonul 11, în apropierea filo-

nului 22. În compoziția minereului din filoanele zăcămîntului Haneș intră următoarele minerale : sulfuri comune, arsenopirită, pirotină, marcasită, oligist, tetraedrit, proustit, jamesonit, bournonit, aur, cuarț, calcit, rodocrozit, baritină și sporadic turmalină. Aur nativ s-a întîlnit ca foițe și firișoare în asociație cu cuarț și rodocrozit (filoanele 22, 29) ; de asemenea apare inclus în cuarț și sfalerit. Ca o particularitate a zăcămîntului Haneș menționăm prezența unor lentile de pirită de natură hidrometasomatică situate în formațiunile marno-argiloase din culcușul și acoperișul filonului 11. Perspectiva zăcămîntului Haneș rămîne adîncimea ; de asemenea ar putea prezenta interes și zonele de impregnare și de ramificație situate în partea superioară a filonului 11.

Districtul Bucium-Roșia Montană-Baia de Arieș. În aria districtului sînt prezente depozite sedimentare cractacice în facies de fliș și wild-fliș, sedimente paleogene, formațiuni sedimentare și vulcano-sedimentare miocen-pliocene și vulcanite terțiare ; la Baia de Arieș apar și șisturi cristaline precambriene. Vulcanitele terțiare reprezintă dacite (Badenian superior ?) la Bucium și Roșia Montană și andezite — andezite cuarțifere (Sarmațian — Pannonian ?) la Bucium, Roșia Poieni și Baia de Arieș, andezite — andezite cuarțifere (post-Pannonian) la Rotunda și Surligata și andezite bazaltoide (Pliocen) la Detunata.

Procesele metalogenetice sînt afiliate erupțiunilor de dacite și andezite cuarțifere. Ele au generat filoane și zone de impregnare cu mineralizații polimetalice aurifere la Bucium (Bucium-Arama Frasin) și Baia de Arieș și filoane stockwork-uri și pipe de brecii aurifere la Roșia Montană și Baia de Arieș ; la Baia de Arieș apar și corpuri de substituție hidrometasomatică iar la Vîlcoi-Botes și Corabia filoane aurifere. Ca și în cazul celorlalte două districte, aici se cunosc și mineralizații porphyry copper — Au (Bucium-Tarnița și Roșia Poieni) (fig. 5.32).

● Bucium-Arama, Corabia. Regiunea Bucium-Arama-Corabia, delimitată de Valea Șasa la nord și Vîlcoi-Corabia la sud cuprinde neck-urile dacitice de la Conțu (Badenian superior) și andezitice (amfibolit+piroxeni) de la Arama și Vîlcoi, corpuri subvulcanice, sedimente cretacice, lave și piroclastite andezitice. Mineralizațiile sînt asociate cu erupții de andezite echivalente tipului de Barza (Sarmațian — Pannonian) și reprezintă filoane, zone de impregnare cu caracter aurifer spre suprafață și cuprifer în adîncime și stockwork de tip porphyry copper (Bucium-Tarnița). Zonele mineralizate sînt însoțite de silicifieri, sericitizări și argilizări. O importantă fractură, orientată NNV-SSE, lungă de cca 5 km, situată în partea de est a neck-urilor andezitice, a concentrat principalele grupe filoniene din regiune : 1) grupul Conțu cu filoanele Vipera — 600 m lungime, Vîna Băii, filoanele Moesii, Grațiu etc. ; 2) grupul Arama, cu filonul Arama (700 m lungime, 1 m grosime medie), Argint, Nepomuk, Aur etc. ; 3) grupul Corabia (1,5 km lungime), cu ramificațiile nord-vestice și de acoperiș (Surduci, Răchita, Letului), filoanele diagonale și filoanele vestice (Crăsnici, Săteanca-Cetraș, Florești, Băișan, Buda). Filoanele acestor grupe sînt în cea mai mare parte exploatate. De reținut caracterul aurifer al filoanelor din grupele Conțu și Corabia și aurifer (spre suprafață) — cuprifer (în adîncime) al filoanelor din grupul Arama. Minereul filoanelor aurifere cuprindea pirită, sfalerit, galenă± calcopirită, aur, calcit și minerale argiloase. În grupul Arama compoziția minereului era mult mai complexă, iar succesiunea de formare a fost următoarea : pirită, sfalerit, calcopirită, hessit, petzit, silvanit, altait,

galenă, bornit, calcopirită, calcozină, covelină, enargit, luzonit, germanit, tetraedrit, marcasită, aur. Cuarțul a fost principalul mineral de gangă; baritina și carbonații reprezentau apariții sporadice [154, 190, 64, 31, 32].

• Baia de Arieș. Mineralizațiile de la Baia de Arieș [154, 190, 251, 64, 31] au caracter aurifer (filoane și stockwork-uri) și polimetalic aurifer (filoane, lentile și corpuri metasomatice). Ultimul tip de mineralizație apare asociat cu subvulcanul Ambru (andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit). Filoanele ca și corpurile metasomatice prezintă mari discontinuități și variații de grosime pe direcție și înclinare și cuprind în special pirită, sfalerit și galenă; subordonat apar alabandină, oligist, stibină, tetraedrit și calcopirită. Mineralele de gangă sînt cuarțul, calcitul și rodocrozitul. Corpurile de minereu mai importante se află în sectorul Ambru (corpurile 1—7, Iosif, Iosif Nou, Plumb Nou, etc.); ele apar și în alte sectoare (Feredeu, Buturoasa, Pleșu, Baia Roșie).

Munții Zarandului. În caldera Talagiu (v. fig .5.10) intensitatea, complexitatea proceselor de alterare hidrometasomatică, prezența sistemului porfiric cuprifer cît și a unor mineralizații polimetalice aurifere semnalate în dealul Bratosin și în forajele recent executate oferă suficiente date pentru a presupune prezența aici a unor filoane, zone de impregnare și corpuri de brecii cu Pb, Zn, Cu Au Ag, posibil de interes economic [35, 41]. Unica fractură mai bine cunoscută, Bratosin, orientată VNV-ESE, situată în partea de sud a calderei, întîlnită pe o lungime de peste 600 m, reprezintă o zonă intens fisurată, brecifiată, argilizată și silicifiată. La nivelul galeriei Bratosin (m 490) numai segmentul vestic pe cca 100 m este mineralizat polimetalic aurifer. Mineralizația cu grosimea maximă de 7 m reprezintă aglomerări în cuiburi și pe fisuri de sulfuri (sfalerit, galenă, tetraedrit, pirită±aur) atît în cimentul breciilor cît și în elementele de andezite total silicifiate. Mineralizații similare au fost interceptate de forajele structurale executate mai ales în intervalul 0—500 m.

Bor, Kraku Bogaresku, districtul Bor, Jugoslavia. În districtul metalogenetic Bor, pe lîngă zăcămintele laramice de tip porphyry copper, la Bor și Lipa se cunosc mineralizații masive de sulfuri, iar la Kraku Bogaresku există un mic zăcămînt filonian de sulfuri [204, 205]. Zăcămîntul Bor este cel mai important. În perioada 1903—1980 din acest zăcămînt s-au scos cca 2 mil. t de Cu. Producția anuală de pirită este de 400 000—500 000 t. Corpurile de minereu apar în andezite intens argilizate. Minereul este parțial masiv și de tip diseminat — stockwork. El conține 1—2% Cu, 4 g/t Au, 10 g/t Ag și importante cantități de Ge, Se, Ni și puțină Pt. Asociația de minerale cuprinde: pirită (>50%), bornit, enargit, calcopirită, calcocit, covelină, luzonit±sfalerit, galenă, tetraedrit.

Elshitsa, Radka, Bakadzik, Rosen, districtele Panagyuriste și Burgas, Bulgaria. Zăcămintele de sulfuri masive din districtul Panagyuriste include corpuri de pirită masivă (Elshitsa), de Cu-pirită (Radka, Krassen, Celopeci) și Cu—pirită—Pb—Zn (Radka) [54]. Sulfurile masive în zăcămintele Elshitsa și Radka formează lentile și stockworkuri situate în două zone vulcanice subparalele orientate NV. Ele sînt asociate genetic cu activitatea vulcanică senoniană și apar în tufuri aglomeratice dacitice și andezitice sau de-a lungul contactului dintre acestea și dykeurile riodacitice. Corpurile de minereu cuprind una sau mai multe din asociațiile pirită, Cu-pirită, Cu-pirită-sulfuri de bază, Cu-sulfuri de bază și sulfuri de bază.

Ele s-au format în două stadii : unul cu pirită asociat vulcanismului dacitic și altul cu Cu—pirită—sulfuri de bază afiliat subvulcanilor riodacitici. În districtul Burgas se cunosc trei cîmpuri de minereu — Rosen, Varli Briag și Zidarovo, toate cu zăcăminte filoniene (Cu-cuarț) [54]. Zăcămîntul tipic, Rosen, este situat într-o arie cu roci vulcanice (andezite și tufuri andezitice) și subvulcanice (diorite, gabbro-monzonite-sienite) de vîrstă senoniană. Filoanele mineralizate au direcție NE și cuprind calcopirită, pirită (Co), magnetit, specularit, molibdenit, cuarț, carbonați, clorit±apatit, augit, scheelit, sfalerit, galenă. Ele sînt asociate cu plutonul Rosen (gabbro-monzonite-sienite). Mineralizațiile celorlalte două cîmpuri sînt asemănătoare celor de la Rosen dar nu conțin molibdenit.

5.2.4.4. ZĂCĂMINTE FILONIENE, ZONE DE IMPREGNARE, STOCKWORK-uri ȘI CORPURI DE SUBSTITUȚIE CU Au, Ag±Te, Pb, Zn, Cu

Zăcămintele de metale prețioase asociate arcurilor principale prezintă mari variații de compoziție și formă de zăcămînt. În general ele pot fi împărțite în zăcăminte de Au—Ag formate la adîncime mică și temperatură scăzută sau relativ scăzută, și zăcăminte formate la adîncime mare și temperatură mai ridicată (tip Mother Lode). Așa după cum s-a văzut, numeroase zăcăminte cu sulfuri de bază cuprind în concentrații exploatabile Au și/sau Ag. O descriere exhaustivă a acestor zăcăminte se prezintă în lucrările lui Boylle [68] și Berbeleac [31].

Mineralizațiile de Au—Ag formate la adîncime mică și temperatură scăzută sau relativ scăzută sînt caracteristice regiunilor vulcanice. Cuarțul este mineralul de gangă predominant ; carbonații, adularul și mineralele argiloase apar subordonat sau sporadic. Minerul cuprinde aur nativ, uneori telururi de Au și Ag, sulfuri în sulfosăruri de Ag ; conținutul în sulfuri rar depășește 1—2%. Alterațiile de tipul sericitizărilor, adularizărilor, silicifierilor și argilizărilor, care de regulă însoțesc filoanele sau alte corpuri mineralizate, au o anvelopă cu roci cloritizate (propilitizate).

Buchanam (1981, în [361]), studiind numeroase zăcăminte filoniene epitermale de Au—Ag din partea de vest a Americii de Nord, a constatat că acestea se situează la cca 200—300 m sub zonele de intensă alterare care spre suprafață prezintă aspectele unui sistem de izvoare calde (fig. 5.37). În acest model, sub nivelul cu Au—Ag se află sulfurile de bază în unele zăcăminte din Munții Metaliferi ; el ar putea exista în unele structuri din munții Gurghiu și Harghita. După cum s-a arătat, majoritatea zăcămintelor terțiare din România au caracter polimetalic-aurifer, iar înălțimea utilă depășește cu mult pe cea apreciată (cca 50 m) în modelul prezentat. Un model pentru zăcămintele din România se prezintă în fig. 5.8, a, b.

Zăcămintele filoniene de Au—Ag formate la adîncimi și temperaturi mari, asociate batholitelor din California (Mother Lode, Grassy Hill) și America de Sud, față de cele cunoscute în regiunile vulcanice, se remarcă prin lungimi și grosimi mult mai mari și mai ales prin asociația aur-cuarț-clorit.

Exemplele alese în prezentările ce vor urma au în vedere atît unele zăcăminte de Au—Ag±Te formate în centuri vulcanice, cît și în arii cu plutoni și batholite de vîrstă paleozoică și mezozoică.

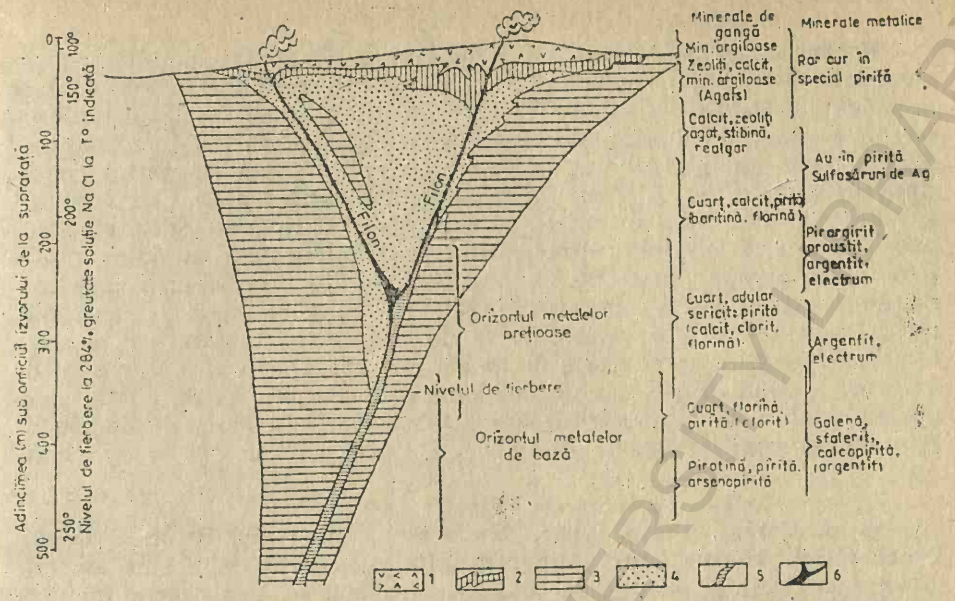

Fig. 5.37. Model idealizat privind sistemul filonian cu metale prețioase ([71] cu simplificări):

1 — opal, cristobalit, anatas, HgS ± pirită; 2 — alunit, coalinit, pirită; 3 — propilitizare: clorit, illit, carbonați, pirită, montmorillonit. Epidotul crește cu adîncimea; 4 — illit, celadonit în părțile superioare și sericit-adular în adîncime; 5 — silicifiere cu adular și/sau puțin albit; 6 — adularizare.

Zăcăminte de vîrstă paleozoică

Muruntau, U.R.S.S. În ultimele două decenii U.R.S.S. a intensificat mult prospectarea zăcămintelor de minereuri. Ca urmare, în Uzbekistan, Tadjikistan, Kazakstan și Armenia s-au descoperit noi zăcăminte de aur, a căror producție este mai mare decît cea obținută din minele Siberiei și Extrem Orientului [400].

Zăcămîntul Muruntau [31, 400] este situat în inima deșertului Kizil-Kum, la picioarele muntelui Muruntau, în Uzbekistan. Cele mai vechi formațiuni sedimentare aparțin seriei metamorfice hercinice din Thian-Shanul meridional. În apropierea cîmpului aurifer aflorează formațiuni plutonice. Mineralizațiile reprezintă un sistem de filoane aurifere aproape verticale și cu distribuție în trepte, intersectate de altele de cuarț cu aur, mai puțin înclinate. Intersecția acestora formează pe cca 3,75 km^2 un enorm stockwork cu adîncimi posibil mai mari de 400—500 m. În cadrul acestuia mineralizația se prezintă foarte neregulat. Aurul se asociază cu cuarțul din numeroasele fisuri și filoane. Ganga cuprinde cuarț, feldspat potasic, biotit, calcit, turmalină și albit în mici proportii. Minereul este alcătuit în special din pirită, arsenopirită ± scheelit, sfalerit, galenă, bismutină, Bi nativ, sulfosăruri de Ag. Aurul se prezintă adesea sub formă liberă. Rezerva zăcămîntului este apreciată la 450 mil. t cu 2,35 g/t Au (cca 1 057 t Au) și 195 mil. t minereu neeconomic, care se stochează. În 1985 s-au produs 20 t Au din 63 mil. t minereu și steril extras, din care 10 mil. t minereu economic, 4 mil. t minereu neeconomic și 47 mil. t steril. Exploatarea se face în carieră.

Zăcăminte de vîrstă mezozoică

Mother Lode, SUA. Deși cu geneza mult discutată — vulcano-sedimentar afiliat rocilor de compoziție bazică-intermediară metamorfozate regional și puternic deformate [68, 12] sau hidrotermal asociat genetic cu plutonul granitic Sierra Nevada (Cretacic inferior) [255], zăcămîntul Mother Lode va fi prezentat în acest subcapitol. Acest zăcămînt reprezintă un sistem filonian și zone de impregnare extinse pe 350 km lungime și 1,5 km lățime, situat în partea de vest a Sierrei Nevada. Filoanele alcătuite din cuarț, aur și puține sulfuri, exploatate pînă la adîncimi de 2 100 m se dispun „în trepte" și însoțesc o falie inversă prin care formațiuni carbonifere încalecă spre vest roci jurasice (seria franciscană). Rocile menționate sînt local intruse de peridotite și granite (Cretacic). Filoanele, lungi de cîteva sute de metri, mai rar kilometri, cu grosimi de 3—6 m, cuprind cuarț alb rubanat, ankerit, calcit, mariposit, pirită, arsenopirită, tetraedrit, calcopirită, scheelit, aur nativ și telururi. Zonele de impregnare cuprind cuarț, ankerit, albit, sericit, pirită și arsenopirită.

Zăcăminte de vîrstă terțiară

Săsar, Borzaș, Valea Roșie, districtele Băița-Valea Roșie și Dealul Crucii-Băiuț, Munții Gutîi. Mineralizațiile acestor districte sînt asociate genetic cu fazele de erupție ale andezitelor cuarțifere pannoniene (districtul Băița-Valea Roșie) și ale andezitelor piroxenice±hornblendă de tip Herja și Jereapăn (districtul Dealul Crucii-Băiuț). Principalele zăcăminte din primul district sînt Săsar, Wilhelm, Borzaș și Valea Roșie ; în celălalt district unicul zăcămînt cu caracter predominant aurifer este Dealul Crucii. Alterațiile caracteristice zonelor mineralizate sînt silicifierile, sericitizările și argilizările.

• Zăcămîntul Săsar [321, 58, 31] este situat la NV de Baia Mare și cuprinde peste 75 de filoane, din care 11 exploatabile (fig. 5.38). Filoanele au orientare NNE-SSV și NNV-SSE și alcătuiesc trei grupe : 1) grupul

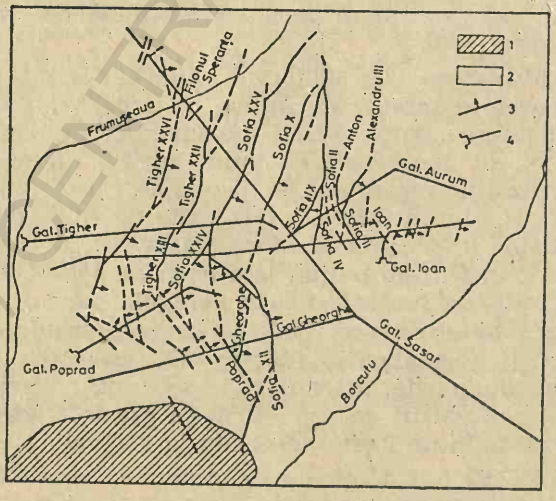

Fig. 5.38. Sistemul filonian Săsar [31] :
1 — Pannonian ; 2 — andezite cuarțifere pannoniene ; 3 — filon mineralizat ; 4 — galerie.

estic cu filoanele Ioan, Alexandru, Anton, Sofia II—IX ; 2) grupul Sofia (X—XXVI) și 3) grupul Tigher-Speranța. Filoanele grupului doi sînt cele mai importante. Ele apar atît în andezite cuarțifere panoniene cît și în andezite piroxenice sarmațiene ; lungimile variază între 100 și 1 200 m, iar grosimile între 0,1—6 m. Deși deosebit de numeroase (peste 60), filoanele grupului Tigher-Speranța au dimensiuni mici ; ele sînt mai bine conturate deasupra nivelului +187, cînd se intră din depozite sedimentare în andezite cuarțifere. Mineralizațiile urmărite prin lucrări miniere pe o înălțime de 300 m au fost întîlnite de foraje la 800—900 m adîncime. Minereul cuprinde pirită, sfalerit, calcopirită, argentit, proustit, pirargirit, polibazit, jamesonit, electrum, argint nativ, stibină, marcasită, cuarț, opal, calcedonie, minerale argiloase. Aurul nativ se asociază cu cuarț și sulfosăruri de Ag. Filoanele X și XXV, deasupra nivelului +137, au fost bogate în aur.

• Zăcămîntul Borzaș constituie un stockwork (350×75 m/200 înălțime) situat în dealul Murgul, la contactul unor brecii cu andezite cuarțifere intens alterate hidrotermal [59, 31]. Corpul mineralizat este rezultatul circulației soluțiilor mineralizatoare pe fracturi orientate NE-SV, cu înclinări mari, și pe fractura III paralelă cu acestea dar cu înclinări mici (30° SE). Minereul este format din pirită auriferă, sfalerit, calcopirită, galenă, arsenopirită, marcasită, melnicovit, cuarț, adular±carbonați.

Tot în apropierea zăcămîntului Săsar se află și filoanele aurifere Aurum și Adam-Veta ; primele, orientate NNE-SSV, reprezintă de fapt zone de impregnare, fisurare și brecifiere în corpul andezitic Valea Toncii. Mineralizațiile cuprind următoarele minerale : pirită, sfalerit±calcopirită, galenă, arsenopirită, tetraedrit, hematit, marcasită, prustit, pirargirit, stefanit, aur, cuarț, adular, carbonați. Aurul se asociază cu cuarț și sulfosăruri. Forajele recent executate confirmă continuarea mineralizațiilor în adîncime (cca 1 000 m).

• Zăcămîntul Valea Roșie reprezintă un sistem de fracturi cu orientare NS, localizate în andezite piroxenice sarmațiene și andezite cuarțifere de Piscuiatu pannoniene. Ele înclină spre est sau vest, au lungimi de 200—1 500 m și grosimi de 0,5—2,5 m. Principalele filoane cunoscute sînt : filonul Calazantius 1 cu ramificațiile Laurențiu, Mihai și Auraș în partea estică, filonul Calazantius 3 cu ramificațiile nordice în partea mediană, filoanele Martin (2, 4, 5, 6) în partea vestică și filoanele Ștefan, Suzana, Born, Oglinda, Providența-Salvator în partea sudică. Procesul de mineralizare s-a realizat se pare, în două secvențe generînd un minereu aurifer polimetalic alcătuit din : 1) pirită±hematit, pirotină, arsenopirită, sfalerit, wurtzit, calcopirită, tetraedrit, galenă, aur, cuarț alb, cenușiu și violaceu, adular, carbonați ; 2) carbonați, cuarț, sulfuri, aur și argint nativ, sulfosăruri, marcasită și cuarț slab violaceu.

• Zăcămîntul Dealul Crucii [298, 31] este situat la nord de Baia Mare (fig. 5.28). În această regiune se cunosc sedimente paleogen-pannoniene acoperite și străbătute de dacite de Ulmoasa, andezite cuarțifere de Piscuiatu, andezite piroxenice±hornblendă de Jereapăn și andezite piroxenice de Igniș. Numeroase corpuri subvulcanice cornifică sedimentele paleogene, iar rocile din vecinătatea fracturilor mineralizate sînt intens alterate hidrotermal. Filonul Principal, cu ramificațiile Cioara I și II, și filoanele Sigismund, Rătăcit, Baptist și Sanda sînt principalele acumulări din zăcămînt ; ele cuprind pirită, pirotină, sfalerit, calcopirită, galenă, marcasită, tetraedrit, jamesonit, pirargirit, proustit, ștefanit, aur și argint

nativ, cuarț și carbonați. Filonul Principal (NE-SV/75°NV), cunoscut pe 1 200 m lungime (700 m exploatabil), are grosimi cuprinse între 1—8 m, excepțional 15 m. Ca și în cazul zăcămîntului Valea Roșie, mineralizația are caracter aurifer polimetalic, sulfurile (Pb—Zn) predomină în adîncime.

Musariu, Săcărîmb, Roșia Montană, Munții Metaliferi. Primele două zăcăminte fac parte din districtul Brad-Săcărîmb, iar ultimul aparține districtului Bucium-Roșia Montană-Baia de Arieș.

Zăcămîntul Musariu [154, 421, 33, 32] este situat la sud de Brad. El a fost cel mai important zăcămînt de aur nativ din România. În aria zăcămîntului sînt prezente vulcanite mezozoice de arc insular și sedimente paleocen-badeniene acoperite de lave și piroclastite andezitice. Neck-ul andezitic din Dealul Hîrnic, numeroase dyke-uri andezitice și subvulcanul Musariu Nou alcătuit din andezite-diorite definesc structura zăcămîntului. Rocile andezitice aparțin tipului Barza (Sarmațian — Pannonian — Pliocen) (?). Rama subvulcanului este îmbrăcată în special spre neck-ul amintit în brecii mixte andezitice-bazaltice.

În cadrul zăcămîntului se cunosc două grupe de filoane : 1) grupul filoanelor Musariu Vechi situate în vulcanite mezozoice străbătute de dyke-uri și neck-uri andezitice localizate în partea de NV a zăcămîntului și 2) grupul Musariu Nou, cunoscut la sud-est și în adîncime (fig. 5.39). Unele dintre filoanele primului grup (Clara, Carpen, Elena, etc.) prezintă zone de brecifieri și impregnări de tip stockwork. Un asemenea corp de minereu foarte bogat în aur, format la intersecția filonului Clara cu Carpen, s-a exploatat deasupra nivelului 1 Mai. Sub orizonturile 1 Mai, —60 m și —90 m conținuturi ridicate în aur au avut filonul Elena și

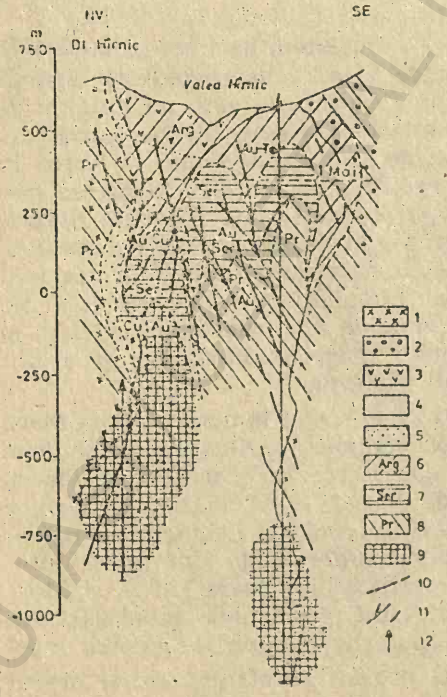

Fig. 5.39. Secțiune geologică prin zăcămîntul Musariu, Munții Metaliferi ([30] cu modificări) :

1 — andezite, bazalte ± gabbrouri de arc insular (Jurasic. sup.-Cretacic inf.); 2 — secvență vulcano-sedimentară paleocen-sedimentară paleocen-badeniană ; 3 — lave și piroclastite andezitice (Sarmațian-Pannonian) ; 4 — andezite-andezite cuarțifere-cuarțdiorite porfirice (Pannonian-Pontian) ; 5 — piritizări ; 6 — argilizări ; 7 — sericitizări ; 8 — propilitizări ; 9 — feldspatizări și mineralizație porphyry Cu-Au ; 10 — falie ; 11 — filoane Au-Ag ; 12 — foraj.

ramificațiile filonului 6 (Tipiș, 3 și Negru). Minereul filoanelor din grupul Musariu Vechi cuprinde pirită, sfalerit, galenă, calcopirită, arsen nativ, tetraedrit, aur, cuarț, calcit, minerale argiloase. Aurul nativ s-a remarcat prin marea bogăție de forme : foițe, sîrme, cristale mici în geode și impregnații în minerale argiloase, baritină, calcit și cuarț. Filoanele grupului Musariu Nou se prezintă ca o rețea deasă și cu numeroase ramificații întîlnite mai ales la filoanele Negru, 10, 11, 14, 60, 70, 100 etc. Pirita și aurul nativ sînt principalele minerale din minereu ; subordonat participă sulfuri comune, tetraedrit, arsenopirită, realgar, rutil, Te nativ și telururi de Au și Ag [30, 32]. Te nativ și telururile apar pe unele ramificații ale filonului 20, la cca 20 m sub orizontul II.

Zăcămîntul Săcărîmb, situat în partea de SE a districtului, s-a făcut cunoscut prin bogăția în telururi de Au și Ag. El cuprinde o rețea deasă de filoane situate în, dar mai ales la periferia unui corp de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip Săcărîmb, marginal acestuia situîndu-se altele (Hăitău, Frăsinata, Săcărîmb etc.) de compoziție relativ asemănătoare [154, 155, 339, 64, 415, 31, 32]. Andezitele sînt de vîrstă sarmațian-pannoniană (?) și străbat fundamentul alcătuit din sedimente paleogene (?) și șisturi cristaline paleozoice (grupul de Pades).

Rețeaua filoniană prezintă cea mai mare densitate cunoscută în România — peste 200 filoane pe km^2. Principalele grupe de filoane sînt: Magdalena-Carolina, Longhin, Nepomuc și Erzbau (fig. 5.40). Primul grup apare în partea de est și sud a corpului principal. El cuprinde filonul principal Magdalena (400 m/0,2—2 m) și alte fracturi mineralizate orientate paralel și transversal (Adam, Daniela, Carolina, Felicia, Anastasia, Ferdinand etc.). Umplutura filoanelor este alcătuită, în ordinea formării, din

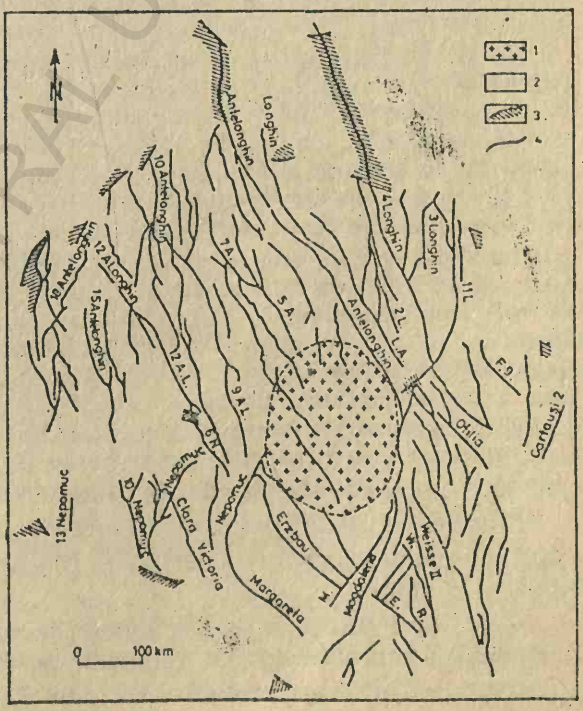

Fig. 5.40. Rețeaua filoniană a zăcămîntului Săcărîmb, Munții Metaliferi [154, 31] :
1 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit ; 2 — lave andezitice ; 3 — sedimentar neogen ; 4 — filoane.

următoarele minerale metalice : pirită, marcasită, arsenopirită, sfalerit, galenă, calcopirită, săcărîmbit, (nagyagit), altait, tetraedrit, boulangerit, bournonit, jamesonit, stibină, arsen și aur nativ. Ganga cuprinde cuarț, rodocrozit și calcit. Grupul Longhin-Antelonghin reprezintă două sisteme de filoane conjugate formate din 12 filoane Longhin și 21 filoane Antelonghin, toate orientate NV ; căderile sînt vestice la sistemul Longhin și estice la sistemul Antelonghin. Lungimile și grosimile medii pe cca 500 m înălțime de 300—400 m, respectiv cm—2 m. În ganga alcătuită din cuarț, rodocrozit și baritină, s-a observat următoarea succesiune de formare a mineralelor metalice : pirită, marcasită, sfalerit, galenă±calcopirită, krennerit, silvanit, altait, tetraedrit, boulangerit, bournonit, stibină și aur. Celelalte două grupe de filoane sînt situate la vest de primele : ele sînt mai puțin importante. Se menționează asemănarea grupului filonian Nepomuc cu grupul Longhin și Antelonghin și caracterul polimetalic al mineralizației grupului Erzbau. De asemenea, este important de reținut că spre adîncime telururile din filoane au sărăcit treptat pînă la dispariție, încît la nivele inferioare au fost prezente în cantități reduse sulfurile de bază.

Zăcămîntul Roșia Montană cuprinde stockwork-uri (volburi), corpuri de brecii și filoane situate în neck-urile dacitice badenian superioare din dealurile Cîrnic și Cetate și în versantul drept al văii Foieșului, la Orlea, Țarina-Carpen și Igre-Văidoaia [154, 190, 31, 32]. Fundamentul cuprinde depozite sedimentare în facies de fliș de vîrstă cretacică, depozite sedimentare paleogene și formațiuni vulcano-sedimentare miocen-pliocene. Acumulările de tip stockwork-uri, corpuri de brecii și filoane (Roșețe-Ștefan-Contact, Iuho-Borșa-Ierusalim-Chinga și Racoș-Mangan-Cetate și respectiv Afiniș, Crucile Afinișului și Scaunele Condeiului) au fost exploatate. Minereul din structura Cetate cuprinde puțină pirită, calcopirită, sfalerit, galenă și aur în ganga de cuarț și în materialul negru argilos (Chinga).

În dealul Cîrnic distribuția filoanelor a fost următoarea : filonul Argint (N-S) cu ramificațiile Doica și Napoleon situat pe rama vestică a dacitului ; filonul Glamm și ramificațiile lui Colopari și Piatra Despicată și stockwork-urile Cănțălișteș, Tisa, Cotoroanța, Corhuri, Sponghile și Beuță pe pe bordura sudică. În jurul stockwork-urilor au existat filoane mici dar foarte bogate în aur. Minereul acestor acumulări are o compoziție asemănătoare cu cel din dealul Cetate.

La nord-vest de corpul dacitic Cetate, în formațiunea vulcano-sedimentară amintită apar grupurile de filoane Țarina și Carpen. Primul grup dezvoltat pe o lungime de 800 m/200 m lățime a avut : 1) filoane scurte, verticale, cu grosimi mici (0,20 m), orientate N-S, alcătuite din cuarț, rodocrozit, calcit, pirită și aur (paiete și fire) ; 2) filonul Crucii (E-V/45°S) care a fost excepțional de bogat în aur ; 3) filoanele „Scaun" (înclinări 5—20°E), foarte subțiri, cu cuarț, calcit, rodocrozit, pirită, calcopirită, sfalerit, galenă și aur (dendrite, paiete, granule). Filoanele grupului Carpen (N-S/60°V) prezintă similitudini cu grupul Țarina.

Filoanele grupului Orlea, de asemenea orientate N-S, au avut aceeași compoziție mineralogică ca și celelalte filoane, dar prezentau numeroase îngroșări și efilări.

Structura mineralizată de la Igre-Văidoaia cuprindea filoanele Foieș, Boroanca-Vătruța (Gros), 152, Putregai-Jug, etc. și stockwork-urile Foieș și Belhazi ; ultimele se asociază cu filonul Foieș și sînt situate în tufite

miocene și sedimente cretacice. Celelalte filoane apar în sedimente cretacice. Minereul de la Igre-Văidoaia cuprinde : pirită, calcopirită, sfalerit, galenă±aur, aur asociat cu cuarț, rodocrozit și calcit.

În prezent activitatea minieră este în special concentrată în Dealul Cetate, unde exploatarea se face în carieră.

Baguio, Filipine. În districtul Baguio (Sawkins, 1980) se cunosc două grupe principale de filoane și zone de brecifiere care reprezintă minele Antamak în nord și Acupan în sud. Filoanele au înclinări pronunțate, sînt orientate NV-SE (Antamak) și NE-SV (Acupan), se extind în adîncime pînă la 500 m și apar atît în diorite cuarțifere (Miocen mediu) cît și în sedimente oligocen-miocen inferioare și vulcanite. Aurul predomină în cuarțul cenușiu și în pirita primului stadiu de mineralizare ; el apare și în telururile stadiului secund, alături de rodonit, calcit, anhidrit, sulfuri de bază. Studiul incluziunilor fluide indică pentru fluidele mineralizante o salinitate scăzută (0,6—4,6% NaCl echiv.) și temperaturi de 205—300°C. Numeroase fisuri din zăcămînt au peste 75 g/t Au. Sawkins et al. (1979, în [361], susțin că procesele de mineralizare au fost dominate de fluide meteorice.

Vatukoula, Fidji. Acest zăcămînt aparține cîmpului aurifer Tavua din partea central-nordică a insulei Viti Levu, Fidji [68, 12, 31, 56]. El este situat în caldera Tavua (Vatukola) (fig. 5.41) și se caracterizează prin prezența în special a telururilor de Au și Ag. În calderă, de la bază spre partea superioară, apar bazalte cu olivină, trahibazalte, o brecie de contact, tufuri andezitice, trahiandezite cu augit și andezite cu biotit. Filoanele sînt localizate în special în bazaltele cu olivină și mai puțin în trahibazalte. Ele au lungimi pînă la 1 km, grosimi de cîțiva metri, se extind în adîncime cca 600 m și reprezintă : 1) zone de fisurare cu înclinări 45°NE („steep shears") orientate NV-SE și localizate pe contactele dyke-urilor andezitice ; 2) falii normale puțin înclinate (<35°) („flat makes") remarcate prin brecifieri cu grosimi pînă la 8 m, orientări NE-SV și NNE-SSV, cu înclinări spre SE, rar E-V sau NV-SE, cu lungimi pînă la 1,2 km și înălțimi de 1 km (Prince Dolphin) ; 3) zone de zdrobire situate la intersecție între structurile precedente („shatter zones") reliefate printr-o multitudine de filonașe de cuarț aurifer, fără orientare, milimetrice și centimetrice (care amintesc de un stockwork) conținînd peste 10 g/t Au. În aceste zone aurul apare în special sub formă de telururi (calaverit, krennerit, silvanit, petzit, hessit). El apare și liber, fiind asociat cu pirita. Alte minerale prezente în zăcămînt sînt : telur nativ, coloradoit (HgTe), altait (PbTe), melonit ($NiTe_2$), sulfuri de bază, arsenopirită, sulfosăruri (tetraedrit-tennantit, pirargirit, proustit, polibazit, bournonit). Ganga cuprinde cuarț și puțini carbonați. Zonele mineralizate sînt însoțite de silicifieri, argilizări și carbonatări.

Toyoltita, Mexic. Acest zăcămînt [383] cuprinde un sistem de filoane și zone de fracturi brecifiate cu același nume, situat într-o alternanță de andezite și riolite care acoperă și sînt intruse de granodioritele unui batholit. În regiune se cunosc și cuarț-monzonite (42,8 m. a.). Filoanele și zonele de brecifiere cuprind cuarț, adular, johannsenit-rodonit±calcit, aur nativ (electrum), argentit, sulfosăruri și puține sulfuri de bază (<2%). Studiul incluziunilor fluide din cuarț a indicat temperaturi de 250—280°C și o salinitate de 2—10% NaCl echiv .Valorile raportului Au/Ag scăzute în partea centrală foarte bogată în aur a sistemului filonian Tayoltita, presupun circulația orizontală a fluidelor mineralizate. Studiul izotopilor

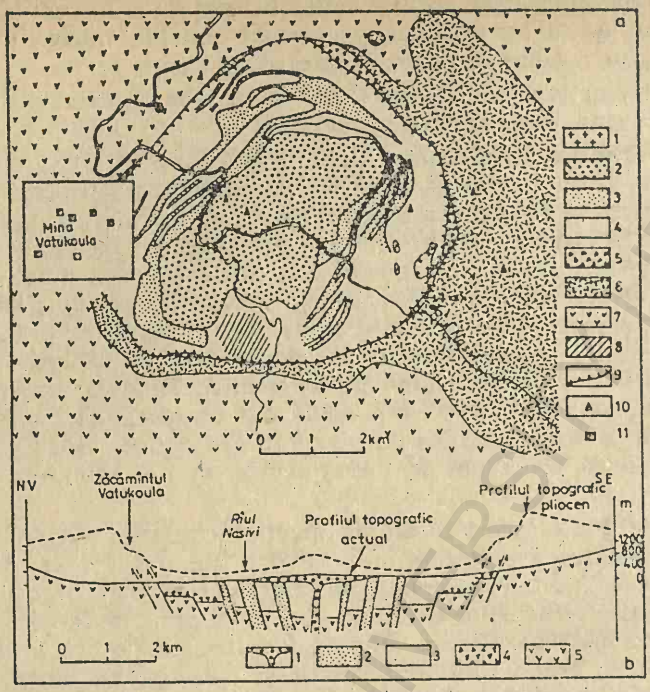

Fig. 5.41. Geologia cîmpului aurifer din caldera Tavua (a) şi secţiune geologică prin caldera Tavua (b) (după Ibbotson, 1967, în [56]) :

a : 1 — roci intruzive tardive (monzonite, trahite) ; 2 — andezite cu biotit ; 3 — trahiandezite cu augit ; 4 — tufuri andezitice ; 5 — brecie de contact ; 6 — trahibazalte ; 7 — bazalte cu olivină ; 8 — zonă de intensă alterare argilică ; 9 — limita calderei ; 10 — zăcămînt sau indice aurifer ; 11 — puţ de mină ; b : 1 — andezite cu biotit ; 2 — trahiandezite cu augit ; 3 — tufuri andezitice ; 4 — brecii de contact ; 5 — bazalte şi trahibazalte.

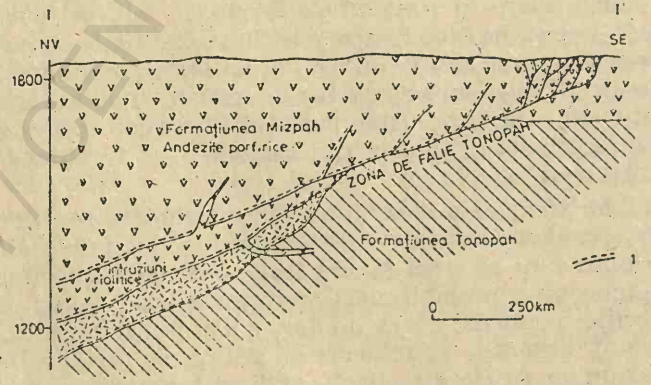

Fig. 5.42. Secţiune geologică generalizată prin partea principală de NE a districtului Tonapah (după Fahley, 1981, în [134] cu modificări).

1 — filon de cuarţ mineralizat.

stabili realizat pe materialul provenit din filoane, rocile gazdă-vulcanice și intrusive proaspete și alterate a arătat larga circulație a apei meteorice într-un sistem mineralizator dominant convectiv. Sursa aurului pare a fi reprezentată de rocile-gazdă „spălate" de metalele prețioase.

Tonapah, Goldfield, Carlin, SUA. Dintre numeroasele zăcăminte de metale prețioase din provincia Range și Basin, S.U.A., Tonapah și Goldfield sînt cele mai importante [361, 31]. Cadrul lor tectonic de formare este diferit interpretat : centură magmatică de back-arc (Mitchell, Garson, 1981) sau arc magmatic principal [361]. Ele sînt asociate în majoritate cu centre vulcanice andezitice miocene (Silberman, 1978, în [361, 31]). Mineralizațiile ocupă o arie cu direcție nord-vestică situată în vestul Nevadei (Walker Lane). Ele par a fi aliniate cu o zonă de falie transcurentă, se formează în zonele de fracturi semicirculare ale calderelor și în ariile local ridicate care reflectă eventuale corpuri intrusive, și constituie grupe de filoane, „breccia pipes" și zone de brecii în apropierea neck-urilor.

• Zăcămîntul Tonapah cuprinde mai multe filoane și zone filoniene — foste falii și fracturi situate într-o secvență de tufuri, brecii, lave andezitice, riolitice și trahitice (formațiunile Mizpah și Tonopah, fig. 5.42). Silicifierile și sericitizările cu adular însoțesc mineralizațiile. Principalul filon cu grosimi pînă la 12 m este Mizpah. Generalizînd, minereul cuprinde pirită, electrum, argentit, polibazit, pirargirit, seleniuri, hübnerit, scheelit, cinabru, calcopirită, galenă, sfalerit, cuarț, sericit, adular, rodocrozit, baritină, manganocalcit. O puternică zonă de oxidare afectează zăcămîntul pe cca 200 m adîncime.

• Zăcămîntul Goldfield, situat la 50 km sud de Tonopah, reprezintă un vulcan alcătuit din andezite de Millton și dacite, riodacite porfiritice și brecii de Espina. Numeroase fracturi inelare cu poziție centrală delimitează o calderă de prăbușire oligocenă, alcătuită din gresii și cuarțlatite. Mineralizațiile însoțite de silicifieri, alunitizări și argilizări se concentrează în partea vestică a intruziunii. El reprezintă corpuri tabulare, păstăi și pipe alcătuite din cuarț, alunit, caolinit, marcasită, sfalerit, bismutină, famatinit, tennantit, goldfieldit (tetraedrit cu Te) și telururi (petzit, silvanit, etc.). În părțile superioare minereul a avut peste 300 g/t Au, iar în adîncime s-a ajuns la 9 g/t.

• Zăcămîntul Carlin (Radtke, 1983, în [361, 31] reprezintă corpuri de substituție în roci carbonatice cu aur diseminat. Asemenea mineralizații apar în special în partea centrală și estică a statului Nevada. Ele se caracterizează prin valorile ridicate ale raportului Au/Ag (>20 : 1) și prin prezența jasperoidelor în zonele adiacente corpurilor de minereu ; ultimele alcătuiesc corpuri tabulare paralele cu stratificația, pipe și filoane controlate de fracturi și de intersecția acestora. După Radtke (1983, în [361], inițial în stratele argiloase arenacee bogate în carbonați, de vîrstă paleozoică, s-au format corpurile tabulare de minereu (fig. 5.43) ; ulterior apar mineralizații discordante, controlate de falii subsecvente. Majoritatea zăcămintelor apar în sedimentele formațiunii Roberts Mountain care este acoperită de formațiunea de Popovich, la rîndul ei răsturnată și faliată de planul de încălecare Roberts Mountain. Trei zone de minereu de formă tabulară sînt delimitate : zona de est, zona principală și zona de vest. Zonele cu carbonatări cuprind pirită și silice : Au, As, Tl, Sb, Hg apar în concentrații anomale. Corpurile de minereu sînt bogate în silice

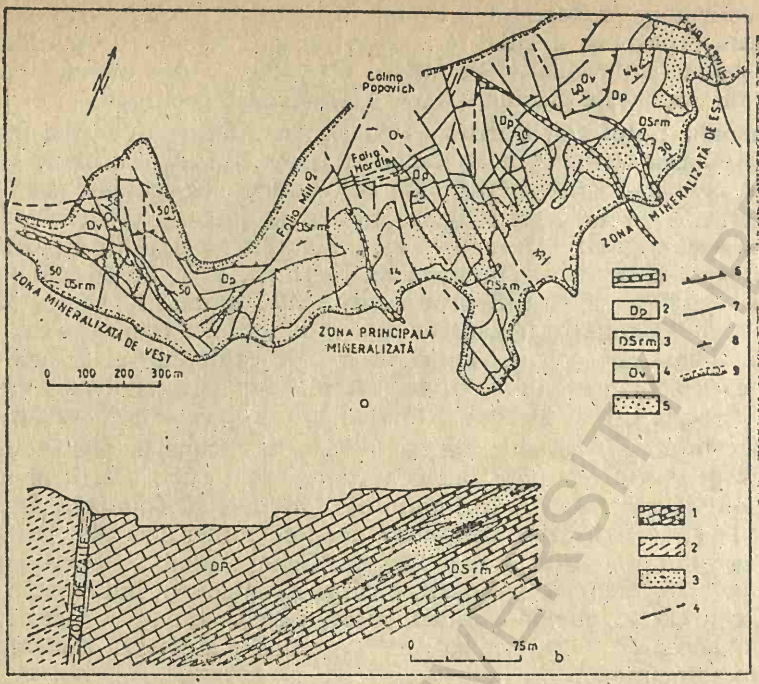

Fig. 5.43. Harta (a) și secțiunea geologică (b) simplificată a zăcămîntului de aur Carlin-Carlin [12] :

a : 1 — dyke de granodiorite (Jurasic-Cretacic) ; 2 — formațiunea Popovich (Devonian) ; 3 — formațiunea Robert Mountains (Silurian) ; 4 — formațiunea Vinini (Ordovician) ; 5 — zona cu mineralizație auriferă (Terțiar) ; 6 — falia de încălecare Roberts Mountains ; 7 — falie normală ; 8 — direcție și înclinare ; 9 — limita carierei de exploatare ; b : 1a — formațiunea Popovich ; 1b — formațiunea Roberts Mountains ; 2 — formațiunea Vinini ; 3 — zona cu mineralizație auriferă ; 4 — falie.

(jasperoide). Studiul incluziunilor fluide și al izotopilor stabili din minereul Carlin a arătat că procesul de mineralizare s-a desfășurat în două stadii : unul principal, la temperaturi de 175—200°C în fluide de salinitate scăzută (1—4% NaCl echiv.) și altul de spălare acidă însoțit de creșterea temperaturii (cca 275°C) și salinității soluțiilor (17% NaCl echiv.). Studiul izotopilor de H și O relevă că fluidele minereului au fost de origine meteorică ; valorile $\delta^{34}S$ confirmă originea sedimentară a sulfului din zăcămînt. Toate aceste date sugerează formarea în Terțiar, sub controlul magmei felsitice, a unui sistem de convecție cu apă meteorică.

5.2.5. ZĂCĂMINTE DE AUR DE TIP IZVOARE CALDE

După Sakins [361] acest tip de zăcăminte rezultă din depunerea minereului fie în condiții aproape de suprafață (paleosuprafață), fie în/sau sub partea inferioară a unui sistem de izvor cald (fig. 5.36). Ca exemple se citează Round Mountain, Nevada, Cinola, Columbia Britanică, Pueblo Viejo, Republica Dominicană. Unele asemănări cu acest tip prezintă zăcă-

mîntul Șuior din munții Gutîi. Acest tip de zăcăminte prezintă în partea superioară, ca o ciupercă, o zonă ușor silicifiată și sericitizată în interior cu sulfuri mărginită de zone în care alternează alunit, caolinit și montmorilonit. Depunerile stratiforme subțiri de cuarț cuprind aur și electrum fin cristalizat. Aurul este însoțit de pirită sau marcasită și sulfosăruri de Ag.

Zăcăminte de Cu de tip Manto. Tipul de zăcăminte Manto este cunoscut în Chile ; posibile iviri apar în Peru, Columbia Britanică [378], Mexic, Bolivia, Argentina, vestul S.U.A. (Sillitoe, 1977, în [283]). Ele reprezintă acumulări stratiforme de minereu cu lungimi și grosimi pînă la cîțiva kilometri, respectiv 100 m, situate în roci vulcanice, sedimentare vulcanoclastice, mai puțin calcare de vîrstă Jurasic-Cretacic superior (Chile, Peru).

Principalele zăcăminte din Chile apar în provinciile Buena Esperanza și Antofagasta. De aici s-au exploatat peste 25 mil. t minereu cu 3% Cu. La Buena Esperanza — cel mai mare zăcămînt de acest tip — s-au exploatat 2,5 mil. t minereu cu 3% Cu ; Ag este prezent ca subprodus. Aici, într-o secvență andezitică de vîrstă jurasică, groasă de 270 m, se cunosc 28 orizonturi mineralizate cu grosimi de 2—25 m. Ele ocupă părțile superioare ale curgerilor vacuolare și sedimentelor clastice. Minereul cuprinde calcozină hipogenă, bornit, calcopirită. El apare ca diseminări în vacuole și pe fisuri. Uneori, spre sud de Buena Esperanza, în curgerile andezitice cretacice, apar diseminări cu bornit. În Chile alte iviri cu minereu de același tip se cunosc la Lo Aguirre, în provincia Santiago (20—30 mil. t cu 2% Cu).

În România diseminările de Cu nativ, subordonat alte sulfuri, cunoscute în curgerile de andezite piroxenice cu amfiboli sarmațian-pannoniene, intercalate într-un complex vulcano-sedimentar, în regiunea Vîrfuri, munții Zarand, ar putea aparține tipului Manto. Formarea zăcămintelor de tip Manto se explică prin circulația fluidelor meteorice în stivele curgerilor de lave în curs de răcire și depunerea metalelor spălate în partea superioară a acestora sau în sedimentele intercalate, inclusiv în calcare formate în medii lagunare (Sillitoe, 1977, în [361].

5.2.6. ZĂCĂMINTE DE Pb–Zn–Cu (Au–Ag) DE TIP KUROKO

Zăcămintele de sulfuri de Cu, Pb și Zn sînt clasificate după diverse criterii, în acord cu cadrul tectonic, natura rocilor gazdă și a sărăturilor mineralizatoare, raporturile dintre metale (Solomon, 1976), etc.

Zăcămintele de tip Kuroko sînt predominant stratiforme, au o răspîndire mare, arată vîrste foarte variate (Precambrian — Pliocen)și se asociază cu piroclastite și epiclastite submarine ale unor lave acide calco-alcaline generate, în special, în condiții de arc vulcanic. Asemenea acumulări, acum considerate de tip Kuroko, au fost recunoscute de Stanton (1955 în [283]) ca singenetice în raport cu rocile gazdă și tipice de arc insular.

În continuare, vom prezenta, pe vîrste, cîteva din zăcămintele de tip Kuroko.

5.2.6.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PRECAMBRIANĂ

Zăcăminte masive de Pb—Zn—Cu de tip Kuroko se cunosc în numeroase centuri cu roci de vîrstă precambriană. Ele sînt însă puțin studiate sub aspectul cadrului tectonic și al succesiunii litostratigrafice. Dintre zăcămintele mai bine cunoscute menționăm pe cele situate în rocile Proterozoicului superior din partea de sud-est a deșertului egiptean (Umm Samiuki) (Garson, Shalaby, 1978, în [283]), în Arabia Saudită, în Etiopia (Asmara). Zăcămîntul Umm Samiuki este situat într-o secvență cu grosimi de peste 8 km, alcătuită din metavulcanite : andezite, riolite, bazalte, piroclastite, acoperite de curgeri de pillow lava. Mineralizațiile reprezintă mici lentile masive dar foarte bogate și stockwork-uri situate în riolite.

5.2.6.2. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

Majoritatea centurilor de vîrstă paleozoică cuprind zăcăminte de tip Kuroko. Dintre acestea puține sînt cele pentru care se fac precizări privind cadrul lor tectonic de formare (arc insular, back-arc, etc.). De aceea restrîngem prezentarea zăcămintelor de această vîrstă la cele cunoscute în geosinclinalul Tasman, Australia, și în Irlanda (Avoca).

Zăcămintele geosinclinalului Tasman, Australia. Zăcămintele de Pb—Zn—Cu din geosinclinalul Tasman arată numeroase similitudini cu cele de tip Kuroko [146]. Ele sînt situate în majoritatea lor în roci vulcanice de vîrstă Cambrian mediu și superior (Rosebery, Mount Lyell, Que River, etc.) ; altele, cum ar fi Captains Flat, Woodlawn se asociază cu roci vulcanice siluriene.

Zăcămintele Rosebery, Mount Lyell și Que River sînt situate într-o secvență (de circa 2 000 m) de roci vulcanice puternic cutate și faliate (grupul Mount Read), constînd din lave, brecii, cenușă, tufuri sudate, roci sedimentare provenite din denudarea celor vulcanice, mudstone și slateuri.

Zăcămîntul Rosebery este format din corpuri tabulare de Pb—Zn, în șisturile de dedesubt fiind minereul de pirită-calcopirită (Adams et al., 1976, în Franklin et al., 1981). Corpurile de minereu sînt acoperite de tufuri piroclastice felsitice, local alterate în șisturi sericito-clorito-cuarțoase. În partea superioară a zăcămîntului se află siltstone sericitoase cu lentile de sulfuri și baritină și șisturi clorito-sericito-cuarțoase cu pirită (fig. 5.44). Lateral corpurile de minereu se îmbogățesc în carbonați bogați în Mn.

Zăcămîntul Mount Lyell este de asemenea situat în grupul Mount Read, aici alcătuit în special din lave felsice de Queenstown (cuarțkeratofire riolitice) și piroclastite. Deasupra lor stau discordant tufurile și rocile sedimentare epiclastice ale formațiunii de Tyndall. Corpurile de minereu reprezintă filoane-stockwork de pirită-calcopirită și unele zone bogate în bornit.

Corpurile de minereu ale zăcămintelor Captains Flat și Woodlawn au aspect lenticular și cuprind Pb, Zn, Cu. Primul zăcămînt apare în sedimente și roci vulcanice de vîrstă Silurian inferior-mediu : tufuri felsice, aglomerate, lave, chert-uri, sedimente tufacee (Kohinoor Group, de 47—175 m grosime) acoperite de șisturi argiloase (shale-uri — formațiunea Copper Creek — 62—155 m grosime) și cuarțite bazale (formațiunea Rut-

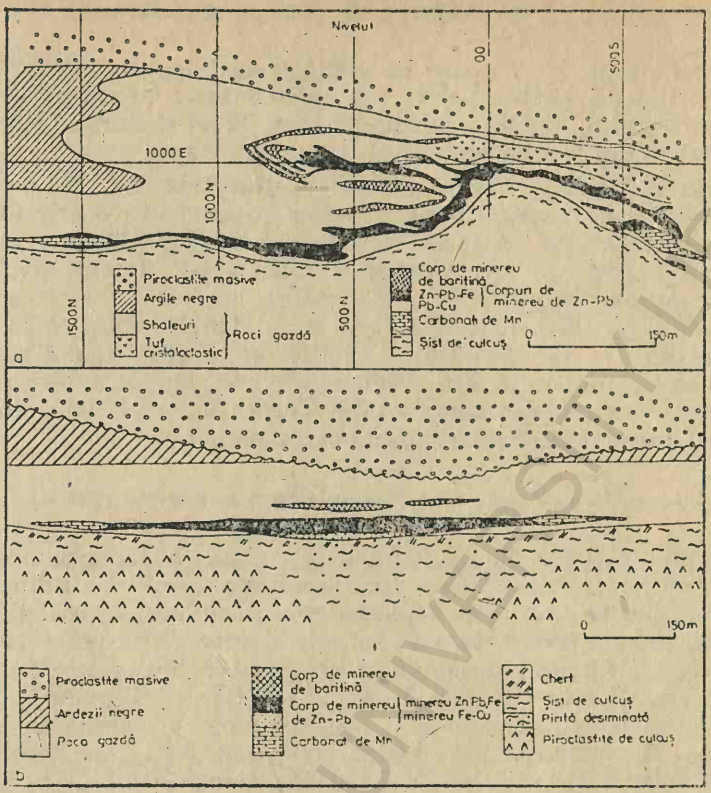

Fig. 5.44. Planul geologic al minei Rosebery (nivel 13), Tasmania de vest (a) și reconstituirea înainte de cutare a zăcămîntului Rosebery (b) (după Brathwaite, 1974, în [146]):

ledge — 93 m grosime). Corpurile de minereu reprezintă o alternanță de strate subțiri de pirită-sfalerit-galenă ; concentrațiile de Cu cresc în minereul masiv, iar cele de Ba în stratele cu poziție stratigrafică superioară. Zăcămîntul Woodlawn (10 mil. t cu 1,76% Cu, 3,4% Pb și 9,0% Zn) apare într-o secvență de vîrstă Silurian mediu-superior, alcătuită din tufuri felsice, curgeri, șisturi argiloase tufacee și puține chert-uri. În baza acestora sînt gresii și șisturi argiloase ordoviciene, iar deasupra stau șisturi sericitoase-cuarțoase și riolite. Lentilele cu sulfuri masive au 420è300è40 m și cuprind pirită, sfalerit, galenă și calcopirită ; subordonat apar tetraedrit-tennantit, arsenopirită și pirotină.

De notat lipsa rocilor vulcanice mafice din structura zăcămintelor Captains Flat, Woodlawn, Rosebery și Mt. Lyell.

Avoca, Irlanda. La est de Eire, la Avoca, se cunosc zăcămintele de Pb—Zn—Cu (tip diseminat) apreciate la 5—6 mil. t (Plate, 1977, în [283]). Ele se asociază cu piroclastite acide de vîrstă ordoviciană. Corpurile de minereu sînt de tip masiv-piritos și stocwork. Primul tip de minereu arată o tendință de îmbogățire spre partea superioară în calcopirită și sfalerit-galenă.

5.2.6.3. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOICĂ

Zăcăminte de tip Kuroko de vîrstă mezozoică se cunosc în secvențele ofiolitice de vîrstă Jurasic superior-Cretacic superior din Caucazul Mic (pirită-cupru, baritină-sulfuri de bază, [245] și Jurasic superior-Cretacic inferior din Munții Metaliferi (Vorța), România.

Vorța-Pîrîul Băii, Munții Metaliferi, România. La Vorța, vulcanitele de arc insular de vîrstă Jurasic superior cuprind într-o arie intens argilizată, orientată E-W, corpuri tabulare și impregnații de minereu polimetalic (Pb, Zn±Au, Ag). Corpurile mineralizate, intens brecifiate, sînt orientate aproximativ E-W și au căderi accentuate spre sud. Aceste mineralizații considerate de Udubașa et al. [416] de tip Kuroko, sînt atribuite de Savu și Nicolae [355] și Cioflica et al. [91] tipului hidrotermal. Minereul este constituit din pirită, calcopirită, bornit, tetraedrit, galenă, cuarț etc. În extinderea zăcămîntului Vorța, la Pîrîul Heiușului și Valea Homorodului se cunosc mineralizații asemănătoare.

5.2.6.4. ZĂCĂMINTE DE VIRSTĂ TERȚIARĂ

Zăcăminte tipice de tip Kuroko se cunosc în Japonia, unde se asociază cu vulcanite și sedimente din așa-numita „centură a tufurilor verzi". Centura tufurilor verzi din Japonia are o lungime de cca 1 500 km și lățime de 100 km (fig. 5.45). Ea cuprinde o secvență de peste 3 000 m grosime alcătuită din roci sedimentare și eruptive. Vulcanismul din această regiune a fost foarte intens în Miocenul inferior, apoi gradat, pînă în Pleistocen, și-a redus intensitatea și s-au schimbat produsele de la andezite la felsite. Majoritatea zăcămintelor [146, 283, 361] s-au format într-un interval stratigrafic mic (cca 200 000 ani, Ueno, 1975) — partea superioară a stadiului Nishikurosawa din Miocenul mediu (13 mil. a.). Acest mic interval cuprinde o succesiune de curgeri de lave riolitice, domuri, brecii și tufuri. Rocile terțiare situate sub orizonturile de minereu sînt predominant vulcanice și reprezintă un complex cu variații mari în distribuția lavelor, breciilor și tufurilor. Deși grosimile variază local, acesta poate avea între 150 și 1 000 m. Cea mai mare grosime se cunoaște în Bazinul Hokuroko.

Produsele centurii tufurilor verzi sînt atribuite la patru stadii : 1) tufuri și brecii andezitice în stadiul Monzen ; 2) gresii și conglomerate provenite din alterarea andezitelor, argilite- lignit, corpuri de andezite, dacite și dolerite în stadiul Daijima ; 3) curgeri de bazalte, argilite, tufuri și lave dacitice, domuri, lave și brecii riolitice, inclusiv minereul în stadiul Nishikurosawa ; 4) bazalte, pillow lava, tufuri, dolerite etc., în stadiul Onnagawa. Minereul are în bază, unde domurile de riolite albe lipsesc, tufuri brecioase, alcătuite din fragmente de dacite, bazalte, argilite și fragmente de roci paleozoice. Domurile de lave reprezintă roci masive, puternic alterate local, asociate cu brecii bine sortate. Ele s-au putut forma fie imediat sub nivelul mării, fie sînt domuri extrusive, în care caz sînt însoțite de brecii de explozie de natură freatică.

Peste 50% din zăcămintele Kuroko sînt situate în bazinul Hokuroko de vîrstă Miocen mediu. Ele se înscriu într-un inel marginal bazinului, unde există un sistem conjugat de fracturi orientate NNV și NE, care, după Scott (1978, 1980, în [146]), au controlat localizarea zăcămintelor, a domu-

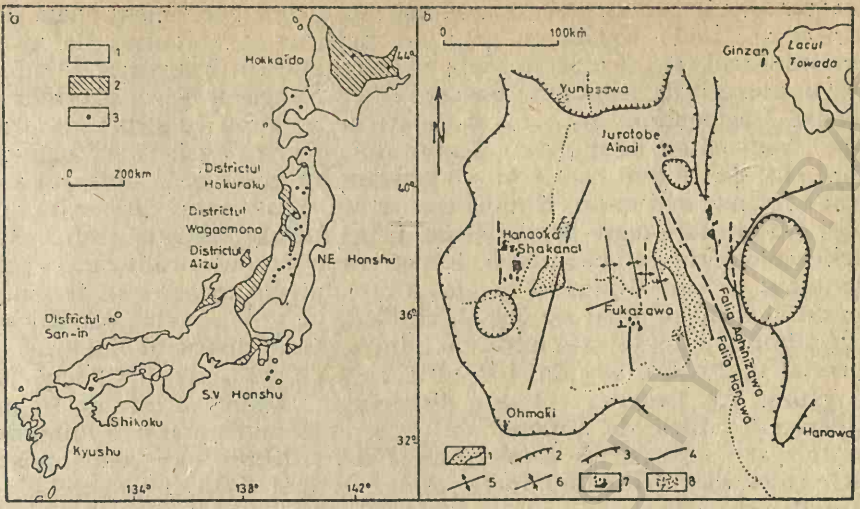

Fig. 5.45. Distribuţia formaţiunii tufurilor verzi (Miocen) în Japonia (a) şi bazinele sedimentare miocene, structurile majore şi principalele arii cu sulfuri masive ale districtului Hokuroko, Japonia (b) [146] :

a : 1 — lave şi piroclastite, în special submarine ; 2 — sedimente groase ; 3 — zăcăminte de tip Kuroko (Miocen) ; b : 1 — zonă de intruziune ; 2 — limita bazinului sedimentar miocen superior ; 3 — limita bazinului sedimentar miocen mediu ; 4 — falie importantă ; 5 — anticlinal ; 6 — sinclinal ; 7 — zăcământ Kuroko ; 8 — zăcământ stockwork.

rilor riolitice asociate şi a stivelor de brecii. Alţi autori (Kouda, Koide, 1978 şi Ohmoto, 1978, în [146] consideră că distribuţia zăcămintelor este controlată de dezvoltarea calderei sau a prăbuşirilor.

De regulă, zăcămintele cunoscute în Centura tufurilor verzi cuprind mai multe corpuri de minereu ; spre exemplu, minele Kosaka şi Shakanai au cel puţin 6—7 asemenea corpuri. Obişnuit, rezervele acestor zăcăminte nu depăşesc 1—2 mil. t ; excepţie fac zăcămintele Doyashiki, Shakanai 4 şi Matsumine care au 10,5, 12,0 şi respectiv 60 mil. m/t.

Corpul de minereu „clasic" Kuroko are şapte zone (Sato, 1974, în [146] enumerate în ordine stratigrafică crescîndă (fig. 5.46) : 1) „minereu silicios" (keiko) cu aspect de stockwork alcătuit din cuarţ, pirită şi calcopirită ; 2) „minereu de gips" ((sekkoko) de tip stratabound — minereu de gips-anhidrit (pirită-calcopirită-sfalerit-galenă-cuarţ-minerale argiloase), rar filoane situate deasupra „minereului silicios" ; 3) „minereu piritos" (ryukako) — minereu stratiform de pirită (calcopirită-cuarţ), dar local poate fi întîlnit şi ca filoane şi diseminări ; 4) minereu galben" (oko) — minereu stratiform de pirită-calcopirită-(sfalerit baritină-cuarţ) ; 5) „minereu negru" (kuroko) — minereu stratiform alcătuit din sfalerit-galenă-calcopirită-pirită-baritină±tetraedrit (în partea superioară a zonei), bornit ; 6) „minereu de baritină" fin şi bine stratificat, uneori cu cantităţi mici de calcit, dolomit şi siderit ; 7) „chert feruginos" (tetsusekiei bed) — strat subţire de cuarţ criptocristalin şi hematit. Această succesiune se găseşte la zăcămintele Matsumine, Shakanai 4 şi 8, Doyashiki, Tashiro şi Yokota ; la zăcămintele Uchinotai, Motayama şi Ezuri lipseşte zona cu minereu masiv piritos, pirita găsindu-se în minereu silicios. Mai există şi alte grupe

de zăcăminte în care lipsesc una sau mai multe din zonele menționate (Franklin et al., 1981). Există un grup de zăcămite (Wanibuchi, Hanawa) în care minereul este alcătuit aproape în întregime din fragmente de minereu negru, acoperit de sedimente bogate în fier. Minereul negru cuprinde deopotrivă fragmente de roci și o varietate de minereu cu structură stratificată ; fragmentele de minereu alcătuit din sfalerit și galenă și fragmentele litice sînt distribuite haotic într-o matrice fin granulară. Minereul stratificat cuprinde mai multe ritmuri cu variații de structuri care arată deformări sedimentare (cute de alunecare, fisuri intraformaționale, etc.). Structurile colomorfe caracterizează deopotrivă minereul stratificat, cel fragmentat și brecios. Minereul brecios a rezultat din transportul fragmentelor de la locul original de regulă realizat, pe cîțiva metri, rar kilometri („distal ores"). Conținutul mediu al minereului în districtul Hokuroko este apreciat la 2% Cu, 5% Zn, 1,5% Pb, 21% Fe, 12% Ba, 1,5 g/tonă Au și 95 g/tonă Ag. Rezerva totală a districtului Hokuroko este de 90 mil. t minereu. Lentilele de minereu de tip stratabound au forme alungite cu limite clare spre părțile superioare și mult difuze spre cele inferioare, către stockwork-uri unde mineralizarea este mai slabă, după care se trece la rocile mineralizate.

În aria de răspîndire a zăcămintelor de tip Kuroko rocile sînt alterate regional în faciesul zeolitic. Acumulările de minereu lentiliforme și stockworkurile prezintă cloritizare (clorite bogate în Mg) și sericitizare avansate ; local apare și silicifierea. În jurul acestora, sau deasupra, pe cca 200 m înălțime, există o zonă mai puțin intens alterată cu sericit, montmorillonit, Fe/Mg clorit, albit și feldspat potasic.

Studiul incluziunilor fluide din cuarțul, sfaleritul și baritina unor zăcăminte de tip Kuroko a arătat temperaturi de formare a minereului între 320—200°C. Temperaturile mari s-au înregistrat în stockwork-uri ; ele des-

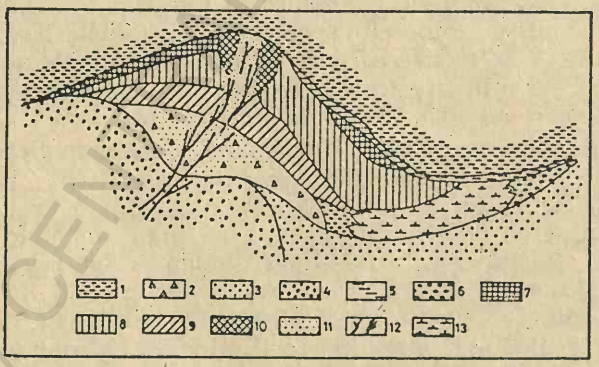

Fig. 5.46. Secțiunea idealizată a unui zăcămînt de tip Kuroko (după Horikoshi, Sato, 1970, Sato, 1974, în [146] cu modificări) :

1 — tufuri acide (superioare) ; 2 — brecii de explozie ; 3 — tufuri acide brecioase (inferioare) ; 4 — dom riolitic alb ; 5 — chert feruginos ; 6 — argilă ; 7 — minereu de baritină ; 8 — minereu negru (Kuroko), masiv (ga-sph-ba ± opy-py) ; 9 — minereu galben (Oko). masiv (py-cpy) ; 10 — minereu fără zonalitate ; 11 — minereu silicios (Keiko) ; 12 — filonașe (py, cpy, q) și stockwork (py, cpy, q) ; 13 — minereu de gips.

cresc progresiv spre partea superioară în zona cu minereu negru. Salinitatea incluziunilor variază între 2,4—8,4% NaCl echiv. ; cele mai mari valori sînt corespunzătoare temperaturilor ridicate constatate la stockwork-uri. Datele de izotopi pe incluziunile fluide din aceleași zăcăminte relevă aportul ridicat al apei mării în fluidele mineralizatoare mixtate cu mici cantități de apă magmatică.

5.2.7. ZĂCĂMINTE DE Sb-W-Hg ȘI de W-Au

În Alpii de Est s-au descoperit numeroase iviri și zăcăminte de Sb—W—Hg [273, 283]. Ele sînt de trei tipuri : W (scheelit) (Mo, Cu, Bi) de tip stratabound ; Sb (stibină) (As, W, Cu) ; Hg (cinabru). Principalul zăcămînt cu scheelit este Falbertal.

Zăcăminte cu scheelit de tip stratabound s-au format din Precambrian pînă în Cuaternar. Asemenea acumulări se găsesc în centuri alungite, unde condițiile tectonice, magmatice și metalogenetice au fost asemănătoare pentru o anumită perioadă de timp (Höll, 1984). Aceste centuri, cu lățimi de zeci de kilometri și lungimi mult mai mari, arată o evoluție asemănătoare arcurilor insulare ; minereul pare însă să se fi format în perioada de riftogeneză. Zăcămintele stratiforme de W se formează, de asemenea, în bazine marginale, în secvențe flișoide, centuri vechi precambriene de roci verzi și în centuri mobile. O legătură temporală, spațială și genetică a minereului cu un vulcanism bazic și/sau acid (vulcanism bimodal) este caracteristică. De exemplu, la Falbertal în Alpii de est ultramafitele (hornblendite) apar în partea superioară a seriei cu scheelit. Aici, soluțiile hidrotermal-juvenile au format mineralizația de W stratiformă și au alterat rocile gazdă. Depunerile de W, însoțite de silicea deversată pe fundul mării, prin metamorfism au dat cuarțite stratificate bogate în turmalină și local lentile de cuarțite stratificate bogate în scheelit. Morfologia corpurilor de minereu arată formarea lor în condiții de riftogeneză, într-un cadru de arc insular. Zonele silicioase reprezintă depuneri de cuarț de-a lungul canalelor soluțiilor hidrotermale mixtate cu apă marină care au circulat sub nivelul mării și care, prin răcire și modificări de *p*H au dat o paragenează complexă cu W, Mo, Cu, Bi, As, Sb, Be, Au, Ag, Sn, Ta, Ni, Co, Pb, Zn, Cd, Li, Cs, Hg, P, F, Ba, B. Paragenezele minerale cuprind numai scheelit sau de regulă scheelit-stibină-arsenopirită-aur-pirită-pirotină. Ele pot fi întîlnite în filite carbonatice sau cuarțitice și/sau grafitoase de culoare cenușie închisă, șisturi și gnaise, adesea intercalate în roci vulcanice. Zone numai cu scheelit pot apare, în general, în dolomite silicioase bogate în fier. Acestea prin metamorfism regional trec în roci calcsilicatate cu scheelit. De reținut că, în prezent, în lacul termal Frying Pan, din zona vulcanică Taupo, Noua Zeelandă, se formează sedimente cu scheelit coloidal.

În Munții Tatra Mică din partea de vest a Carpaților (Slovacia) s-au identificat mineralizații poligenice de W (Au) reprezentînd patru generații [334] : 1) acumulări stratiforme de scheelit genetic asociate cu activitatea vulcanică a paleovulcanitelor ; 2 a) scheelit rezultat din regenerarea palingenetică cu formarea granitelor varisce ; 2 b) scheelit asociat cu procesele de mineralizare asociate formării granitelor varisce ; 3 a) scheelit regenerat în procese alpine tectonometamorfice din primele două generații ; 3 b) scheelit asociat proceselor de mineralizare alpine, genetic legate de intruziuni

alpine ; 4) scheelit în zăcăminte filoniene și de skarne asociate cu neovulcanite. În Tatra Mică acumulările de scheelit aparțin primei și celei de-a treia generații, ultima fiind dominantă. Concentrațiile de W-Au alcătuiesc o arie de 20/1 km situată într-o antiformă alcătuită din șisturi cristaline paleozoice cu înclinări sudice și nordice și falii direcționale și transversale. Minereul formează corpuri alungite alcătuite din scheelit, aur (două generații), pirită, wolframit, arsenopirită, calcopirită, tetradimit și telurobismutit.

Mineralizații asemănătoare celor de la Falbertal s-au recunoscut în Sardinia și Turcia, unde se asociază cu andezite și dacite de vîrstă terțiară formate în condiții de arc magmatic. În Alpi, acestea sînt asociate frecvent cu roci vulcanice submarine de vîrstă paleozoic inferioară și cu roci sedimentare carbonatice, adesea metamorfozate. După Höll și Maucher (1976), în [283] și Höll (1977, în [283] mineralizațiile de W din acest lanț muntos sînt considerate de origine singenetică de tip stratabound, asociate cu curgeri de lave ; prin procese de metamorfism și deformări ulterioare ele au dat acumulări filoniene discordante.

5.2.8. ZĂCĂMINTE DE Hg

Mineralizații de Hg asociate cu vulcanite calcoalcaline de arc insular se cunosc în Filipine, Japonia și Noua Zeelandă.

În România asemenea mineralizații, tot de vîrstă, terțiară, apar la Sîntimbru în Munții Harghita și la Izvorul Ampoiului, Băbuia și Vîltori în Munții Metaliferi. Alte exemple de asemenea mineralizații se citează în arcul magmatic continental de vîrstă mezozoic-terțiară din Mexic și Chile precum și în insulele Kurile și Kamciatka. Asociația de minerale caracteristică este cinabru-opal. Rocile gazdă sînt de regulă andezite intens argilizate. Alături de Hg (cinabru) minereul cuprinde realgar, auripigment, Au, Ag, S și opal semiprețios. În insulele Kurile, cinabrul, Hg nativ și opalul se depun în prezent din izvoarele calde existente în caldera Uzon. În calderă sînt prezente roci riolitice și bazaltice.

5.2.9. ZĂCĂMINTE DE SULF NATIV

Zăcăminte de sulf nativ apar în arcul magmatic continental din America de Sud (Anzi) și arcul insular vest pacific (Japonia, Noile Hebride), în Kamciatka etc. În România, tipic este zăcămîntul Negoiul Românesc din Munții Călimani. Aceste zăcăminte sînt asociate cu vulcanite în special andezitice de vîrstă terțiară. Ele sînt rezultatul proceselor solfatariene și au o legătură mai puțin directă cu zona Benioff.

5.3. ZĂCĂMINTE ASOCIATE BAZINELOR DE ARC EXTERN

Cadrul tectonic. Bazinele arcurilor externe sînt echivalente cu „adîncimile îngropate" (interdeeps) ale lui Van Bermmelen (1949), cu bazinele de arc din față (fore arc) din interiorul gropilor de „șanț-arc" (arc-trench gaps) (Dichinson, 1974 în [283]), sau cu partea superioară a „bazínului de pantă" (slope basin) a prismei acreționare [213]. Termenul, introdus de

Hamilton (1973) pentru bazinul Mentawai din arcul Sunda, definește aria situată între arcurile externe și „inner" sau arcurile vulcano-plutonice. Cînd arcul extern lipsește, poziția acestor bazine este ocupată de un „seaward arc-trench slope" umplut cu sedimente provenite dintr-un arc magmatic.

Mitchell și Garson [283] citează ca bazine recente de arc extern pe cele de la Arika și Iquique situate spre trench-ul Chile-Peru. Alte exemple sînt bazinele situate la SW de Alaska și la vest de arcul birmanez. La acestea adăugăm bazinele vechi de vîrstă Jurasic-Cretacic (Great Valley, California), Mezozoic (Hokomi, Noua Zeelandă) și Ordovician superior-Silurian (Midland Valley, Scoția). Principalele caractere ale acestor bazine sînt : grosimea mare a sedimentelor (>12 km) care alcătuiesc sinclinale sau homeocline ; succesiunea repetată a sedimentelor în apropierea arcului extern datorită încălecărilor și complexității tectonice ; sedimentele sînt mai noi decît cele mai vechi roci ale arcului vulcanic ; fundamentul zonei axiale rar poate fi văzut, el putînd fi crusta continentală subțiată tectonic în riftogeneză, flișul arcului extern încălecat de crusta oceanică și numai foarte rar crusta oceanică normală ; sedimentele au drept sursă flișul elevat, melanjul și ofiolitele arcului extern, rocile arcului magmatic și continentul ; faciesul sedimentelor variază din bază spre partea superioară, de la turbiditic la deltaic și fluviatil ; lavele lipsesc, iar piroclastitele sînt neglijabile cantitativ, în schimb sedimentele epiclastice vulcanice sînt bine reprezentate ; paralelismul limitelor rocilor arcului magmatic și al rocilor arcului extern cu ofiolite.

Zăcăminte minerale. Potențialul mineral al sedimentelor clastice terigene imature ale bazinelor arcurilor marginale este foarte limitat. Ele cuprind mici zăcăminte aluvionare de aur și de cărbuni. Este posibil ca unele din aceste bazine, insuficient cunoscute, să cuprindă în sedimentele continentale, acumulări de U în gresii, dacă sursa acestora o reprezintă granitele arcurilor magmatice erodate.

5.3.1. ZĂCĂMINTE ALUVIONARE DE AUR

Acumularea aurului aluvionar în bazinele arcurilor externe este condiționată de existența zăcămintelor epigenetice în arcurile magmatice și de un transport suficient pentru a permite concentrarea.

Aurul aluvionar există în Bazinul Vestic al Birmaniei și în bazinul Great Valley, California [283].

În Birmania depozitele aluvionare din partea de vest a bazinului amintit au fost exploatate pentru aur. Depozitele aurifere se află la est de axul sinclinalului. Ele stau la baza unei succesiuni de depozite clastice nemarine, oligocen-pliocene, discordant dispuse pe o secvență cu cărbuni de vîrstă Eocen superior. Sub cărbuni se află conglomerate maastrichtiene și calcare albiene care în vest acoperă discordant rocile arcului extern. Aurul este presupus a proveni din conglomeratele polimictice oligocene prezente în partea de vest a bazinului, sursa acestuia fiind probabil plutonii și lavele arcului vulcanic de vîrstă mezozoică, situat la est.

Aluviunile și terasele aurifere ale bazinului de arc extern Great Valley din California se exploatează și prezintă un interes economic deosebit

[68, 283, 12, 31]. Aurul acestor depozite provine din aluviunile fosile situate în partea estică a bazinului, protejate de eroziune de către lavele acoperitoare.

5.3.2. CĂRBUNI

Depozitele eocen superioare din Bazinul de Vest al Birmaniei cuprind strate subțiri de cărbune (<2 m). Aceste depozite apar în terminația vestică a sinclinalului și sînt acoperite de o secvență groasă de turbidite. Cărbunele s-a format probabil la închiderea ciclului de sedimentare, în depozite deltaice.

5.4. ZĂCĂMINTE ASOCIATE CENTURILOR MAGMATICE RETRO-ARC ȘI CENTURILOR DE ÎNCĂLECARE

Cadrul tectonic. Centurile magmatice back-arc și centurile de încălecare reprezintă arii cu conture arcuite situate în spatele și la marginea arcurilor magmatice continentale. Ele sînt alcătuite din intruziuni de compoziție preponderent granitică, mărginite de o zonă de încălecare și cutare (fig. 5.1). Mitchell și Garson [283] citează ca centuri magmatice back-arc arcul vulcanic terțiar din Bolivia, Centura vestică cu plutoni granitici de vîrstă cretacic-eocenă din Birmania și Thailanda, granitele cretacic-terțiare din partea de vest a centurii de încălecare cordillerană din vestul Americii de Nord și unii plutoni granitici din partea de vest a centurii granitice din sud-vestul Chinei. Plutonii granitici menționați sînt silicoși și peraluminoși și prezintă valori ridicate ale raportului $^{87}Sr/^{86}Sr$. Sursa acestora este crusta continentală. Rocile vulcanice sînt mai puțin prezente în centurile magmatice retro-arc, iar masivele granitice sînt mai noi decît rocile gazdă, care, uneori, pot fi șisturi cristaline.

Centurile de încălecare back-arc se situează pe partea dinspre continent a centurii magmatice. Ele prezintă încălecări cu înclinări spre ocean (zona subandină din Cordillera Americii de Sud, fig. 5.47), centura de încălecare vorland a Cordillerei vestice din America de Nord). Încălecările și pînzele cuprind plutoni și roci metamorfice ale centurii magmatice retro-arc, pe o parte, și sedimente clastice continentale ale bazinelor comprehensive retro-arc, pe partea continentală.

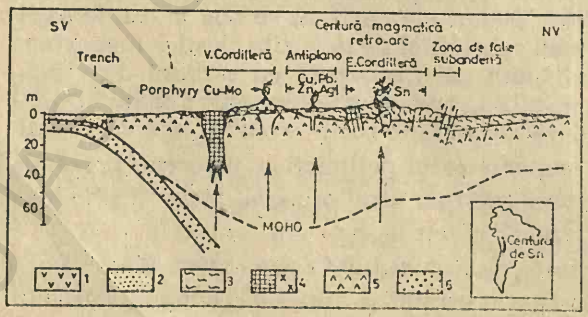

Fig. 5.47. Secțiune schematică prin Anzi în partea terminală nordică a centurii de Sn [93]: 1 — vulcanite acide terțiare; 2 — molasă terțiară; 3 — Mezozoic-Paleozoic; 4 — batholit tonalitic (a) și pluton granitic (b); 5 — fundament precambrian; 6 — crusta oceanică.

Zăcăminte minerale. Centurile magmatice back-arc cuprind zăcăminte minerale ; centurile de încălecare nu sînt favorabile formării unor asemenea acumulări dar pot cuprinde zăcăminte anterior formate.

Numărul zăcămintelor situate în centuri retro-arc este probabil mult mai mare decît cel al zăcămintelor citate și aceasta, datorită gradului redus de cunoaștere a unor asemenea cadre tectonice. Principalele zăcăminte sînt de Sn, W, Mo și de Pb, Zn, Cu, Ag ; subordonat pot apărea și zăcăminte de tip porphyry copper și concentrații de U și Au în sedimente fluviale și de carbonatite (Bolivia) [283].

5.4.1. ZĂCĂMINTE DE Sn, W (Mo)

Zăcămintele de Sn de vîrstă terțiară din Bolivia, cele de Sn—W, de W și Mo—W—Sn atribuite intervalului Cretacic superior — Terțiar mediu din Nevada, Idaho și Canada, ca și cele de Sn±W și W—Mo afiliate genetic cu intruziuni de granite de vîrstă mezozoic-terțiară din partea de SE a Asiei (Birmania. Thailanda, Malaezia), Coreei și Chinei de est și nord-est a U.R.S.S. aparțin probabil unor centuri magmatice back-arc. După Sawkins [361] marea majoritate a acestor zăcăminte se situează în zonele interne ale arcurilor magmatice.

5.4.1.1. ZĂCĂMINTE DE VÎRSTĂ MEZOZOIC-TERȚIARĂ

Sn și/sau W pot constitui elementul principal al multor zăcăminte din centurile magmatice back-arc de vîrstă terțiară din America și Asia. În general, Sn predomină în zăcămintele din Bolivia și parțial în cele din estul și sud-estul Asiei ; W caracterizează zăcămintele din America de Nord și o mare parte din cele situate în China. Zăcămintele cu asemenea mineralizații mai cuprind adesea Mo, Bi, Ag, Au etc.

Llallagua, Bolivia. Bolivia posedă importante rezerve de Sn. Cele mai multe resurse aparțin zăcămintelor filoniene și de diseminare [134, 283, 361]. Mineralizațiile de staniu se extind de-a lungul părții de est a platoului înalt andin, între lacul Titicaca și granița cu Argentina (800/50 km). Aceste zăcăminte se află la cca 700 km est de actualul șanț submarin și sînt separate de arcul vulcano-plutonic al Cordillerei de vest prin bazinul Altiplano umplut cu sedimente terțiare de tip „molassa" și cu roci vulcanice (fig. 5.48).

La NV de Oruro, filoanele au Sn și W și sînt asociate cu batholite granit-granodioritice de tip S [11] de vîrstă Triasic-Miocen inferior. Cele mai reprezentative mineralizații sînt de vîrstă miocenă. Caracterul mineralizațiilor se schimbă la sud de Oruro ; ele au Sn—Ag și se asociază genetic și spațial cu intruziunile subvulcanice mai elevate. La Llallagua — cea mai mare lucrare minieră pentru minereu de Sn primar — eroziunea a îndepărtat complet vulcanitele, rămînînd un stock denumit Salvador. Stock-ul străbate axa unui anticlinal cu roci paleozoice. El cuprinde numeroase xenolite și este alcătuit probabil din cuarț-latite porfirice brecifiate și intens alterate (cuarț, turmalină, sericit, etc.). Zona brecifiată reprezintă o mineralizație de tip porphyry exploatabilă. Numeroase filoane orientate NE sînt prezente în cadrul stock-ului (fig. 5.48) Ele sînt de tip San Jose, înclină 45—80° și au grosimi de 0,6—1,8 m. Filoanele cuprind

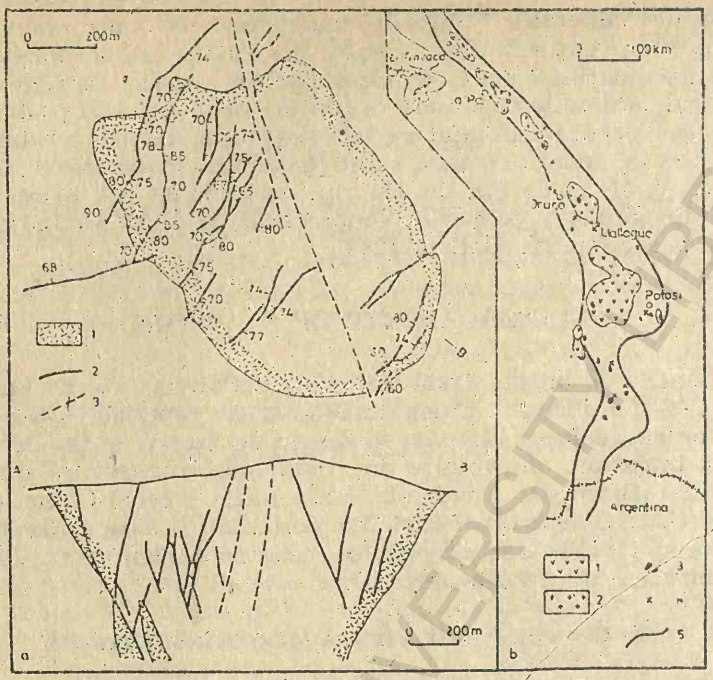

Fig. 5.48. Planul geologic și secțiune (a) prin zăcămîntul de staniu Llallagua, Bolivia (după Turneaur, 1960, în [134]) și centura boliviană de Sn (b) (după Grant et al., 1977, în [134] cu modificări și completări):

a: 1 — porfire; 2 — filoane; 3 — falie; b: 1 — ignimbrite terțiare; 2 — batholite terțiare; 3 — centre eruptive terțiare; 4 — mine principale; 5 — limita centurii de Sn.

frecvent minereu masiv de casiterită în gangă de cuarț și minerale argiloase. Un alt tip de filoane cunoscut — Serrano, bogate în casiterit, au grosimi mici (0,30 m media) și sînt puțin extinse. Ele nu au gangă argiloasă. Mineralul zăcămîntului, în ordinea formării, cuprinde următoarele minerale: cuarț, bismutină, wolframit, turmalină, pirotină, franckeit, pirită, marcasită, siderit, arsenopirită, sfalerit, stannină și puțină calcopirită. Studiul incluziunilor din cuarț a arătat că alterația pervasivă, inclusiv casiteritul, s-au format la T = 400—350°C; sulfurile s-au depus sub 300°C.

În Bolivia alte zăcăminte similare celui de la Llallagua sînt Chorolque (Sn—W) și Potosi (Sn, W, Ag, Bi) [268]. Mineralizații similare celor din Bolivia, dar mai puțin importante, se cunosc și în Argentina.

Conținutul minim exploatabil de Sn în Bolivia este 0,3%; stockwork-urile cu 0,1% Sn, nu prezintă interes economic.

Mineralizații de Sn±W și W-Mo din sud-estul și vestul Asiei. O impunătoare centură cu mineralizații de Sn și W se află în Asia de sud-est. Ea se extinde din sud-vestul Birmaniei, prin Thailanda pînă în Sumatra (fig. 5.49) [283, 361]. Spre nord, în Laos, ea face trecerea spre provinciile stanifere sud-chineză și nord-vietnameză. În Laos, însă, mineralizațiile par a fi asociate cu granite de vîrstă Mezozoic inferior.

• În Birmania mineralizațiile sînt asociate cu plutoni de granite cu două mice și adamelite cu biotit de vîrstă Miocen mediu. Plutonii străbat sedimente clastice marine de vîrstă carboniferă sau roci paleozoice metamofrozate. Mineralizațiile apar sub formă de filoane de cuarț cu casiterit și wolframit ; ele se mai cunosc în greisenele din jurul plutonilor, în filoane de pegmatite cu turmalină și mică, uneori puternic caolinizate, în granite și în corneenele din jurul acestora.

• În Thailanda, cea mai mare parte a zăcămintelor primare de Sn și W sînt de tip pegmatitic și sînt suficient alterate pentru a putea fi direct exploatate prin spălare hidraulică. Deși prezente în toată peninsula, asemenea zăcăminte sînt mai bine cunoscute în Phuket Island [270] unde două tipuri de pegmatite sînt bine individualizate — pegmatite cu turmalină și pegmatite cu lepidolit. Ele sînt asociate cu batholite granitice de vîrstă Cretacic-Terțiar inferior.

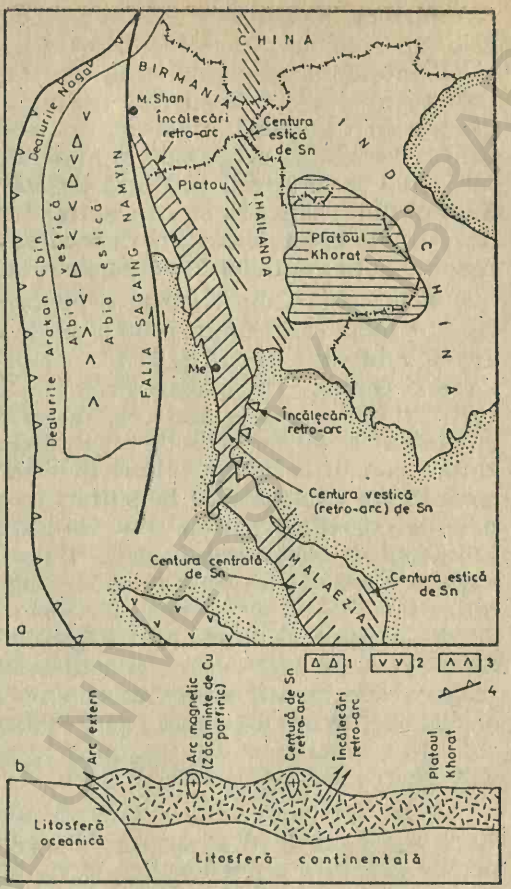

Fig. 5.49. Harta geologică simplificată (a) și secțiune schematică (b) prin centura vestică de Sn a Asiei de SE, în Eocen, anterior deschiderii Mării Andaman ([283, 361] cu modificări) : Vîrsta rocilor de arc magmatic : 1 — Cuaternar ; 2 — Cretacic-Terțiar ; 3 — presupuse ; 4 — falie principală.

Pegmatitele cu turmalină se asociază spațial cu dyke-uri paralele de pegmatite cu casiterit cu grosimi mai mari de 2 m care străbat granite cu biotit. Ele conțin cuarț, feldspat sodic și potasic, turmalină și granat spessartinic. Pegmatite cu lepidolit se cunosc la Phuket și Phangnga și sînt constituite din cuarț, albit, casiterit și minerale de Nb-Ta ; ele sînt afectate de silicifieri și brecifieri, apar numai în roci sedimentare și par fi mai tinere decît pegmatitele cu turmalină și granitele cu biotit.

La nord de Phuket, pegmatitele cu turmalină sînt nealterate și în ariile Prachuap, Khiri Khan, Chiang Mai, Mae Lama și în alte regiuni se exploatează pentru Sn și W. Grosimea pegmatitelor variază între 5 și 10 m. Ele apar izolat sau grupate sub formă de corpuri tabulare situate în roci sedimentare. Sub aspect genetic mineralizațiile se asociază cu granite cu biotit timpurii și sînt secționate de filoane de cuarț cu grosimi mai mari de 0,50 m.

Sisteme de fisuri cu Sn—W se cunosc în numeroase stock-uri de granite din Thailanda, dar ele sînt mult mai puțin importante economic decît zăcămintele din pegmatite. Într-un stadiu tîrziu activitatea magmatică și postmagmatică din Thailanda continuă cu formarea de granite cu biotit, granite cu hornblendă și biotit, aplite cu turmalină±spessartin și pegmatite cu turmalină și spessartin mineralizate cu Sn—W. Granitele ultimului stadiu se caracterizează prin bogăția în B, F, Li și P. Mineralizațiile de Sn—W din Thailanda se concentrează în așa-numita centură de Sn vestică, situată la est de centura de încălecare retro-arc. Spre sud, în Malaezia, mineralizația continuă în centurile centrală și estică de Sn (fig. 5.49) [283].

• În sudul Chinei există o importantă centură de granite mezozoice tip „S" [408] care conțin o bună parte din rezervele de W ale lumii (Xia, 1984). Plutonii granitici s-au format prin subducția spre nord-vest a litosferei oceanice. Principalele zăcăminte sînt situate în partea de vest a centurii. Numeroase date arată că filoanele de cuarț cu W și Sn sînt asociate cu stadiul tîrziu de evoluție a granitelor, bogat în sulfuri. Filoanele prezintă o zonalitate de precipitare inversă verticală, evidențiată prin îmbogățirea în Ag a minereului de sulfuri în partea inferioară a acestora ; filoanele de cuarț-feldspat cu W și Sn asociate cu stadiul timpuriu de evoluție a granitelor, sărac în sulfuri, arată o zonalitate de precipitare normală verticală și prezintă afiliații genetice cu filoanele de pegmatite granitice cu Ta, Nb și apogranite. S-a mai constatat că raportul Si/alcali crește în procesul de evoluție a granitelor însoțite de filoane de cuarț cu Sn și W. Acest fapt explică zonalitatea de precipitare inversă verticală, în timp ce valorile scăzute ale raportului Si/alcali pentru granitele bogate în alcali însoțite de filoane de cuarț-feldspat cu W și Sn relevă solubilitatea ridicată a volatilelor din magmă și zonarea de precipitare normală verticală pentru acumulările de W și Sn.

• În Coreea de Sud se cunosc numeroase mineralizații filoniene și stock-work-uri de W și de W—Mo, asociate genetic cu stock-uri de compoziție granitică-granodioritică-monzonitică, care străbat roci sedimentare și eruptive mezozoice. Un exemplu îl constituie zăcămîntul Sannae (W—Mo) care reprezintă filoane de cuarț cu W—Mo situate într-un stock monzonitic ce străbate sedimentele și rocile eruptive mezozoice ale bazinului Gyeongsang. Fluidele mineralizatoare asociate acestui stock au avut temperaturi de 240—440°C și salinitate pînă la 10% NaCl echiv. ; presiunea a fost $<$ 300 bari. Valorile mici ale $\delta^{34}S$ sugerează o singură sursă magmatică pentru sulful din soluții. Aceste date sînt asemănătoare pentru toate zăcămintele de W din Coreea.

Partea de est și nord-est a URSS. În perioada Mezozoic-Terțiar, în partea de est și nord-est a URSS (Priamur, Ciukotka, Iakutia, etc.) au avut loc importante manifestări magmatice și metalogenetice. În această regiune se cunosc intruziuni hipabisale de compoziție preponderent granodiorit-granitică (Cretacic) și roci vulcanice-subvulcanice — centura vulcanică Oceanul Pacific (Mezozoic-Paleocen), cu care se asociază genetic mineralizații de casiterit-cuarț (casiterit-silicați) și casiterit-sulfuri [264].

După părerea noastră, un număr însemnat de zăcăminte ca Balikumeisk (Sn), Nevskoe (Sn), Ostanovskoe (Sn), Ohotnicie (Sn), Hotinskoe (Sn) din NE, URSS, Iilitisnk (W, Sn), Tariali și Pervonacialinoe (Sn) din peninsula Ciukotka, Buranovskoe (Sn) din Orientul îndepărtat și Dubrovskoe (Sn), Festivalinoe (Sn), Hinganskoe (Sn) și Hruslalininskoe din Priamur sînt formate în condiții de centuri magmatice back-arc.

Zăcămîntul Balikumeisk este situat în zona de endocontact sudică a masivului Peveksk din NE, U.R.S.S. Acest masiv are o structură zonată : granodiorite și cuarț-diorite la periferie, granite cu biotit fin granulare în partea mediană și adamelite și granite cu biotit și hornblendă în partea centrală. El străbate gresii și șisturi de vîrstă Cretacic inferior, este de vîrstă Cretacic superior și este străbătut de numeroase dyke-uri de compoziție intermediară și bazică (lamprofire) ; în jurul intruziunii apar corneene.

Mineralizațiile alcătuiesc cinci grupe de filoane (Tentralnîi, Kalendarnî I, Geofiziceskoi etc.), cu aspect submeridional și structural (NV), cu caracter discontinuu și însoțite de numeroase fisuri. Zonele filoniene au extinderi între 0,8—2 km și lățimi între 150—500 m. Cele mai lungi filoane au 1,5 km și se extind pînă la 300 m adîncime. Grosimea variază de la centimetri pînă la 6 m, rar 10 m. Zonele filoniene caracteristice filoanelor submeridionale cuprind numeroase fisuri și filonașe lungi de 2—15 m, cu grosimi de 2—20 cm și cu o frecvență de 1 la 15/m^2. Minereul s-a format în trei stadii hidrotermale : 1) neproductiv cu cuarț-turmalină ; 2) productiv cu casiterit cuarț și 3) postproductiv cu cuarț-sulfuri.

Zăcămîntul Pervonacialinoe este situat în peninsula Ciukotca. El cuprinde mineralizații filoniene, zone filoniene și stockwork-uri cu Sn asociate genetic cu un stock granitic intrus în argilite, șisturi aleuropelitice, aleurite și gresii. În jurul intruziunii rocile sînt transformate în corneene și turmalinizate. Numeroase zone filoniene cu lățimi pînă la 1 m alcătuiesc stockwork-ul ; conținutul în Sn se corelează cu frecvența acestora, care pot avea grosimi pînă la 20 cm, obișnuit 1—2 cm și lungimi de 10—15 m. La periferia stockwork-ului apar cele mai importante filoane de Sn, care au direcție NV sau submeridională (fig. 6.50). Ele cuprind în special cuarț și casiterit. Zonalitatea endogenă recunoscută arată trei asociații de minerale : 1) timpurie — topaz-albit-muscovit ; 2) productivă — wolframit-ca-

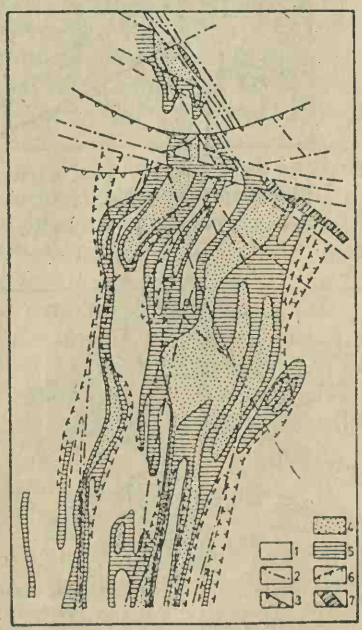

Fig. 5.50. Planul schematic al stockwork-ului Pervonacealnii, Ciukotka URSS [268] :

1 — șisturi grezoase — Triasic superior ; 2 — falie ; 3 — falie ușor înclinată ; 4 — conturul zonelor intens fisurate și mineralizate ; 5 — conturul stockwork-ului ; 6 — izoliniile cu grosimea fisurilor mineralizate mai importante (5—10 cm/m) ; 7 — zona filoniană cu mineralizație de Sn.

siterit-cuarț și 3) tîrzie — cuarț-sulfuri. Prima asociație domină în adîncime și apare frecvent în granite. Adîncimea productivă a stockwork-ului este de peste 300 m.

5.4.2. ZĂCĂMINTE DE Cu—Au—Ag

Principalul zăcămînt cu un asemenea tip de minereu și format în centuri de încălecare back-arc este Butte, Montana, S.U.A. [283, 134, 31]. Acest zăcămînt (6×3 km) este una dintre cele mai mari acumulări de tip filonian din lume. În perioada 1980—1984 din acest zăcămînt s-au exploatat 300 mil. t minereu din care s-au extras 7,3 mil. t Cu, 2,2 mil. t Zn, 1,7 mil. t Mn, 0,3 mil. t Pb, 20 mil. kg Ag, 78 mii kg Au, împreună cu cantități semnificative de Bi, Cd, Se, Te și acid sulfuric. Rezervele actuale sînt de 10 mil. t minereu de Cu cu conținut ridicat și 500 mil. t minereu de Cu cu conținut scăzut.

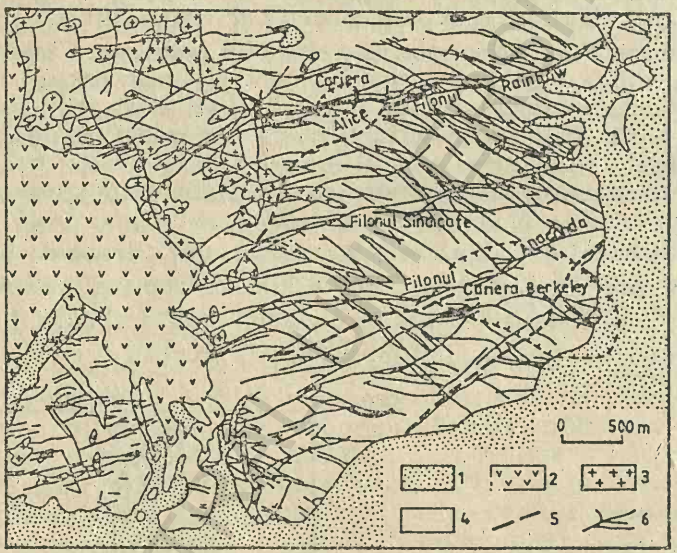

Fig. 5.51. Harta geologică și filoanele districtului Butte, Montana (după Meyer et al., 1967, în [134], cu modificări): 1 — aluviuni; 2 — riolite; 3 — aplite; 4 — granodiorite; 5 — falie; 6 — filoane.

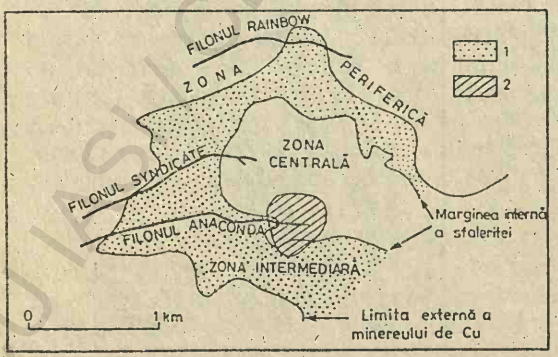

Fig. 5.52. Zonalitatea mineralizațiilor la nivelul 2800 al zăcămîntului Butte, Montana (după Meyer et al., 1968, în [134]):
1 — zona de suprapunere a minereului de Cu și Zn;
2 — zona cu numeroase fisuri de cuarț-molibdenit.

Cîmpul minier Butte este situat pe marginea sud-vestică a batholitului Boulder de vîrstă Cretacic superior. O bună parte din batholit este acoperită de vulcanite riolitice și dacitice (fig. 5.51). El este alcătuit în special din granodiorite (78 mil. a.), cuarțmonzoite cu hornblendă-biotit și este intrus de dyke-uri de cuarț-porfire de vîrstă Cretacic superior.

Procesul de mineralizare s-a desfășurat în două stadii : unul timpuriu, prezent în adîncime și în partea centrală a zăcămîntului, reprezentat prin filoane subțiri de cuarț cu molibdenit și calcopirită, marginal însoțite de o alterație cu feldspat potasic, biotit și sericit, și altul principal, care a condus la formarea unor sisteme de filoane dintre care cele cu direcție EV (Anaconda și NV-SE) sînt cele mai importante. Sistemul Anaconda, însoțit de numeroase filoane și filonașe îmbracă aspectul unei cozi de cal, cu mineralizație de tip porphyry. El are grosimi de 6—10 m, rar 30 m și o lungime de peste 3 km. Sistemul Blue reprezintă de fapt ramificații de stînga ale sistemului Anaconda. Mineralizațiile din filoane sînt asemănătoare și prezintă o zonalitate clară (fig. 5.52) : zona centrală este bogată în calcocit și enargit iar în adîncime cuprinde filoane de cuarț și molibdenit ; zona intermediară cu calcopirită subordonat sfalerit și zona periferică cu sfalerit și rodocrozit. În jurul filoanelor predomină sericitizări, spre periferie urmînd alterații intermediar argilice și propilitice.

5.5. ZĂCĂMINTE ASOCIATE BAZINELOR CRATONICE DE COMPRIMARE RETRO-ARC

Cadrul tectonic. Bazinele cratonice de comprimare back-arc reprezintă depresiuni situate pe crusta continentală, în fața centurilor de încălecare retro-arc (fig. 5.1.). Ele sînt echivalente cu avantfosa (foreland) sau cu unele „exogeosinclinale" ale orogenelor vechi [283]. Strîmtorile Malacca la est de Sumatra, bazinele continentale situate în Bolivia la est de Cordillera andină, bazinul vechi Rocy Mountain (Jurasic superior-Eocen) din partea de est a Cordillerei vestice în America de Nord (Dickinson, 1976, în [283], avantfosa Carpaților, etc. sînt cîteva exemple de bazine de comprimare retro-arc.

Sursa sedimentelor din bazinele cratonice de comprimare retro-arc o reprezintă atît rocile din centurile magmatice și de încălecare retro-arc cît și cele de pe continent. Aceste sedimente au caracter predominant fluviatil ; nu lipsesc însă nici secvențe de mare puțin adîncă sau de tip flișoid. Către ocean sau spre arcul magmatic sedimentele au suferit încălecări, iar axa de maximă sedimentare evoluează spre continent.

Zăcăminte minerale. Principalele zăcăminte asociate bazinelor cratonice de comprimare retro-arc sînt de U în gresii (Wyoming, Thailanda, Republica Sud Africană), de Au și Sn aluvionar, de evaporite (Thailanda, Laos) și de cărbuni (America de Nord, avantfosa carpatică, etc.) [283].

5.5.1. ZĂCĂMINTE DE U

• În statul Wyoming, S.U.A., principalele zăcăminte de tip gresii cu U se concentrează în districtul Powder River Basin. Mineralizațiile sînt situate în sedimente fluviatele de vîrstă paleocenă (Raimes et al., 1978, în [283]). Secvența mineralizată este alcătuită din gresii roșii, gresii, argile,

lignit, tufuri. Cărbunii de interes economic se află deasupra gresiilor slab consolidate de culoare roșie cu treceri spre gresii carbonatice negre, bogate în uraniu.

Mineralizația este de origine epigenetică. Ea s-a format prin circulația descendentă în apă a U sub formă de carbonați și precipitarea acestuia prin procese de reducere în contact cu substanța organică. Sursa U poate fi reprezentată atît de tufurile menționate cît și de granitele precambriene de pe coasta de est a bazinului Wyoming.

• Mineralizații de U mai puțin importante se cunosc în platoul Khorat, Thailanda [283]. Ele sînt asociate cu o secvență terigenă preponderent continentală de vîrstă Jurasic superioară alcătuită din gresii roșii și aleurite cu intercalații subțiri de conglomerate. Secvența amintită face parte dintr-o stivă mai groasă, de vîrstă Jurasic-Cretacic, dispusă discordant peste un fundament paleozoic. Este interesant de reținut că mineralele de U și Cu se concentrează în corpuri lenticulare bogate în lemn silicifiat și oase.

•În Republica Sud-Africană, supergrupul Karroo (Paleozoic superior-Mezozoic inferior) cuprinde numeroase iviri de U (<0,05%). În acest supergrup cu grosimi mai mari de 5 000 m, alcătuit din sedimente fluviatile și lacustre cu intercalații de cărbuni, curgeri de lave bazaltice și dyke-uri de dolerite, mineralizațiile apar în fostele canale umplute cu materie organică. Originea mineralizațiilor este sedimentară și dia- sau epigenetică [283]. Mineralizații similare situate în același super-grup se cunosc în Zambia, Tanzania, Malawi.

5.5.2. CĂRBUNI

Mitchell și Garson [283] citează ca zăcăminte de cărbuni formate în bazine de comprimare back-arc pe cele situate în regiunea Rocky Mountain din Columbia Britanică și Alberta. Aceste zăcăminte de cărbuni bituminoși și antracit apar în formațiunea Kootenay de vîrstă Jurasic superior-Cretacic inferior, situată în partea de est a unei centuri de încălecare retro-arc. Alte exemple de cărbuni formați într-un asemenea cadru structural se cunosc în partea de est a centurii magmatice retro-arc din Sumatra.

5.6. ZĂCĂMINTE ASOCIATE BAZINELOR CRATONICE DE EXTENSIE RETRO-ARC

Cadrul tectonic. Bazinele cratonice de extensie retro-arc se formează pe partea continentală a arcurilor magmatice. Asemenea bazine se caracterizează printr-un regim tensional relativ predominant, lipsa încălecărilor în timpul sedimentării, cîmp geotermic ridicat și o crustă subțire. Ele apar după încetarea subducției și după formarea arcurilor vulcanice, caz în care sînt controlate de falii transformante (Basin și Range Province), sau reprezintă un bazin marginal incipient de tip retro-arc caracteristic sistemelor de arcuri dezvoltate în special în cruste oceanice (ex. bazinul Pannonic pe partea vestică a arcului Carpatic estic).

Regimurile tectonice de extensie apar în spatele sau în interiorul arcurilor marginale plăcii convergente (Vine și Smith, 1981, în [361]. După

Sawkins [361] ele se dezvoltă, probabil, mult mai frecvent în sau în spatele sistemelor de arcuri insulare situate în medii oceanice sau în regiuni adiacente acestora, decît în interiorul marginilor continentale. Evoluția în ultimii 30 mil. ani a părții de vest a S.U.A. și a părții nordice a Mexicului reprezintă un exemplu de regiune dezvoltată într-un regim tensional desfășurat în partea continentală a plăcii nord-americane (Lipman, 1980, în [361]). Un alt exemplu este regiunea Rocas Verdes (Cretacic) din sudul Anzilor (America de Sud).

În Basin și provincia Range extensia este atestată de formarea în Miocen a unor falii normale și a unui vulcanism „bimodal" bazalt-riolitic. Există și alte explicații pentru procesele de extensie dezvoltate în această regiune [361, 194, 361].

Zăcăminte minerale. Puține zăcăminte sînt citate ca formate în bazine cratonice de extensie retro-arc : zăcăminte de Au—Ag în Basin și Provincia Range (SUA), zăcăminte de Mo de tip porphyry (Cordillera vestică, America de Nord), zăcăminte de cărbuni în bazinele Parana, Karoo și Antarctica și zăcăminte stratiforme de sulfuri în bazine inter-arc (Australia) [283].

5.6.1. ZĂCĂMINTE DE Au—Ag

Regiunea Basin și Provincia Range din vestul SUA, ca și ariile învecinate, reprezintă un bazin cratonic de extensie retro-arc de vîrstă Miocen mediu, format transversal pe un arc magmatic, care, la rîndul lui, se dispune tot pe o centură de încălecare retro-arc (Dickinson, 1976, în [283]). Mineralizațiile de Au—Ag reprezintă filoane ; ele se cunosc atît în andezite și dacite, cît și rocile sedimentare și metamorfice din jur. Principalul zăcămînt este Comstock Lode.

Zăcămîntul Comstock [68, 12, 31] a figurat printre cele mai mari concentrații de Au și Ag din lume. În aria zăcămîntului sînt prezente metasedimente, riolite și granodiorite de vîrstă mezozoic-terțiară, acoperite de roci andezitice (formațiunea Alta — Miocen, și formațiunea Kate Peak—Pliocen). Principala concentrație de minereu constituie zona filoniană Comstock Lode, lungă de 7,5 km, cu grosimi de peste 10 m, asociată faliei Comstock. De-a lungul filonului sînt numeroase bonanzas bogate în aur, electrum, acantit, polibazit și sulfosăruri de argint, pirită, sfalerit, galenă, cuarț și calcit.

5.6.2. ZĂCĂMINTE DE Mo

Partea de vest a Cordillerei cuprinde numeroase zăcăminte de Mo, de tip porphyry, asociate spațial cu Sistemul de Rift Rio Grande și/sau centura minerală Colorado. Mineralizațiile sînt asociate genetic cu stockuri compozite de riolite porfirice bogate în silice și alcali (33—17 mil. a.) [445 ,283, 134, 361]. Principalele zăcăminte de Mo din partea de vest a Cordillerei se grupează în patru centuri distincte : nordică, centrală, sudică și mexicană (Questa). Minereul acestor zăcăminte prezintă evidente îmbogățiri în elemente litofile (W, Sn, U, Nb, Ta) și nu cuprinde Cu. El se concentrează sub formă de stockwork-uri și corpuri de diseminare.

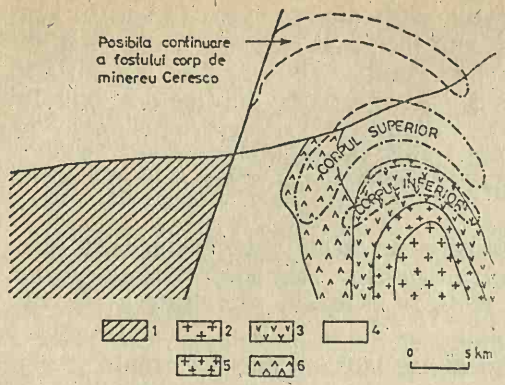

Fig. 5.53. Secțiune idealizată prin zăcămîntul Climax, Colorado (după Hall et al., 1974, în [134] : modificat) : 1 — sedimente ; 2 — granite porfirice ; 3 — masa centrală ; 4 — granite și șisturi nediferențiate ; 5 — porfire aplitice ; 6 — masa sudvestică.

La Climax, Henderson (Colorado) și Questa (Mexic) corpurile de minereu au forma unor umbrele (fig. 5.53) suprapuse, generate de veniri succesive de intruziuni porfirice (alaskite, granite, cuarț-monzonite și cuarț-diorite) (fig. 5.54). În stockwork-uri molibdenitul se asociază intim cu feldspat potasic, cuarț, sercit și pirită. El este de regulă fin granular ; excepție face molibdenitul larg dezvoltat situat în granitul Henderson. Deasupra corpurilor de minereu este o zonă bogată în pirită ($> 10\%$).

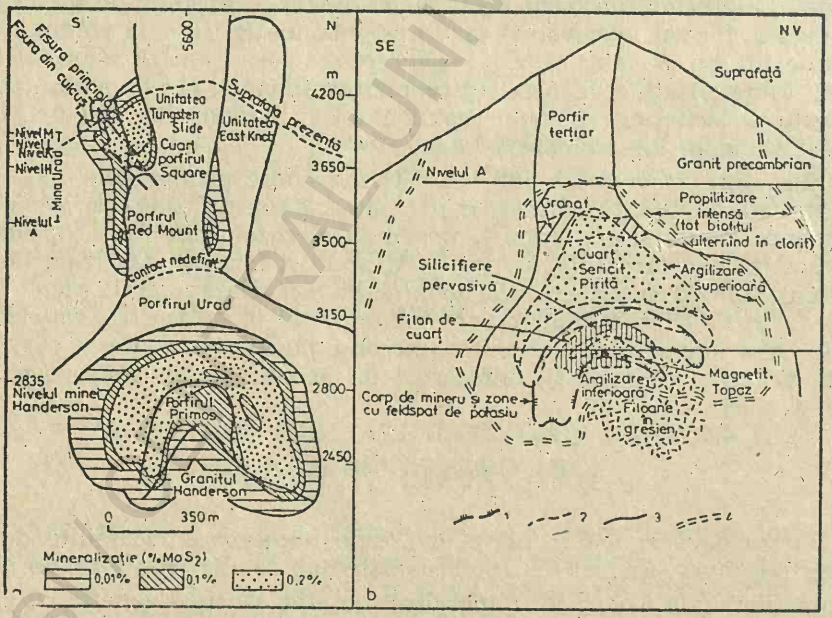

Fig. 5.54. Relațiile dintre diferitele unități intruzive și conținutul în MoS_2 în districtul porphyry molibden, Colorado (a) ([441] cu modificări) și secțiune geologică (b) prin care se arată relațiile dintre zonele de alterare și corpul de minereu porphyry molibden la zăcămîntul Henderson, Colorado [445] cu modificări) :

1 — limite 0,3% MoS_2 ; 2 — limita relativ îngustă de trecere la zona de alterare ; 3 — contact eruptiv ; 4 — limita relativ largă de trecere la zona de alterare.

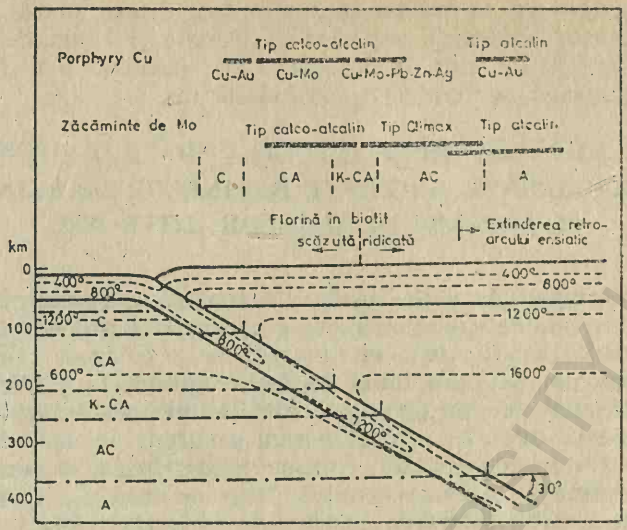

Fig. 5.55. Relațiile dintre zăcămintele porphyry copper și porphyry molibden, regimul de subducție și chimismul magmelor [444].

Minereul mai cuprinde în cantități reduse hüebnerit, magnetit, hematit, sfalerit, galenă, calcopirită ± monazit și casiterit. Zonele de alterare cuprind cuarț, feldspat potasic, sericit, fluorină ± minerale argiloase, rodocrozit, biotit, clorit, epidot. În zăcămîntul Henderson zonalitatea alterărilor, de la centru spre periferie, arată astfel : zona centrală cu feldspat potasic, subzona cu biotit și zona de silicifiere → zona cu cuarț-topaz → zona cu cuarț-sericit-pirită → zona argilică → zona propilitică → zona de greisen → zona de argilizare. Minereul s-a depus din soluții cu salinitate (30—65% NaCl echiv.) și temperatură ridicată (500—650°C). Mo în minereu variază între 0,06—0,29%, iar rezervele pentru zăcămintele mari depășesc 250 mil. t minereu.

Westra și Keith [444] au studiat relațiile dintre zăcămintele de Cu-porphyry și Mo-porphyry formate în regim de subducție și magme cu chimism diferit (fig. 5.55). Ei ajung la concluzia că există o interdependență între chimismul magmelor, gradul de îmbogățire cu elemente litofile și cadrul tectonic al acestora.

5.6.3. CĂRBUNI

Bazinele Parana (America de Sud), Karoo (Africa) și Antarctic sînt cunoscute prin prezența în special a curgerilor de bazalte și a zăcămintelor de cărbuni. Aceste bazine cu curgeri și dyke-uri de bazalte de vîrstă Jurasic inferior în Africa de Sud (supergrupul Karroo) și marginea sudică a Antarcticii și Cretacic inferior în bazinul Parana, alcătuiau înainte de fragmentarea Gondwanei, în Mezozoicul superior, o centură unică.

Regimul tectonic al acestei centuri a fost diferit : bazin de comprimare în perioada Paleozoic superior — Triasic și bazin de extensie în Jurasic — Cretacic inferior. În această ultimă perioadă s-au format strate de cărbuni (antracit, semiantracit, cărbune brun).

5.7. ZĂCĂMINTE ASOCIATE BAZINELOR MARGINALE RETRO-ARC ȘI ALBIILOR INTER-ARC

Cadrul tectonic. Arcurile insulare active sînt separate de continent prin bazine marginale retro-arc (back-arc) sau albii inter-arc. Rama vestică a Oceanului Pacific este recunoscută prin bazinele sale marginale, ca Marea Japoniei, Marea Chinei de Sud, regiunea Caraibbelor.

Anterior bazinele marginale ale Pacificului erau interpretate ca reprezentînd fie resturi ale crustei oceanice situate în spatele arcurilor insulare, fie resturi ale fostului continent „bazificat" în timpul subducției și de trecere la crustă oceanică. Ulterior însă s-a constatat că în aceste bazine și albii inter-arc crusta este mai tînără decît cea oceanică situată în fața arcurilor magmatice și că apariția acestor cadre tectonice este precedată de expansiunea în Terțiar a back-arcurilor și deplasarea orizontală spre continent a arcurilor magmatice [272]. Expansiunea menționată se explică : 1) prin subducția fundului oceanic de-a lungul zonei înclinate Benioff ; 2) prin existența în mantaua superioară a unui sistem convectiv cauzat de căldura din zona Benioff [272] ; 3) prin variația vîrstei litosferei, care, atunci cînd este veche, groasă și relativ densă, are rata de coborîre relativ rapidă [286], Mai există și alte explicații ale expansiunii back-arcurilor [283].

Bazinele inter-arc reprezintă zone de rift situate în sau în apropierea arcurilor magmatice (albia Mariana, albia din vestul Indoneziei, etc.).

Sedimentele bazinelor marginale retro-arc și ale albiilor inter-arc cuprind spre arcuri insulare ofiolite, stive groase de vulcanoclastite formate submarin, argile brune pelagice cu intercalații minore de material vulcanic și calcare pelagice ; spre continent predomină sedimentele terigene.

Zăcăminte minerale. Principalele surse de acumulări situate în bazinele marginale și mai puțin în albii inter-arc sînt acumulările de petrol (rama vestică a Oceanului Pacific) ; posibil să existe, fără a fi cunoscute, și zăcăminte de fosforite și de Pb-Zn în roci carbonatice. De reținut sînt zăcămintele aluvionare de casiterit situate pe fundul mării Andaman din sudul Birmaniei și Thailandei. Nu este exclus ca în centrele de expansiune a fundului mării o activitate hidrotermală de tipul celei cunoscute în fosa Mariane să conducă la acumulări de sulfuri. După unii autori ofiolitele cu acumulări de pirite stratiforme și de cromite s-au format inițial în bazine marginale, caz în care mineralizațiile de Cu-pirită din Cipru, Oman, ca și Betts Cove, Newfoundland și Løkken din Norvegia ar reprezenta principalele substanțe minerale metalifere asociate bazinelor marginale.

6. ZĂCĂMINTE ASOCIATE ZONELOR DE COLIZIUNE

Cadrul tectonic. Începînd cu anul 1970 coliziunea a fost considerată ca singura și principala cauză de formare a munților și a orogenezei. Evident, nu fără dispute, după acest an în interiorul zonelor orogenice au fost identificate centuri de coliziune sau de sutură de vîrstă mezozoic-terțiară și paleozoic-proterozoică. Totodată, se discută de prezența unor zăcăminte minerale situate în centuri de coliziune. Dewey și Bird [114] au implicat în procesul de subducție arcuri insulare, continente și zone de subducție. În prezent pentru un asemenea proces se implică fie o margine continentală pasivă pe un bloc subdus [283], în care caz deasupra acestuia se formează un arc marginal continental activ și are loc o coliziune de tip continent-continent, ca de exemplu cea de vîrstă eocenă din Himalaia (fig. 6.1), fie un arc insular situat deasupra plăcii subduse, rezultînd o coliziune de tip continent-arc, ca de exemplu coliziunile terțiare din Apenini, din partea centrală a Noii Guinee, din Taiwan și Timor sau mai vechi : carboniferă (Anglia de SV, Erzgebirge etc.), paleozoic-precambriană (Provincia Damara, Africa de Sud) [283, 361].

Coliziunea se mai poate produce prin închiderea unui ocean datorită subducției marginilor opuse de-a lungul zonelor Benioff, ca în cazul zonei de coliziune a Mării Molucca, sau prin coliziunea unui arc vulcanic inactiv cu un arc continental activ subdus.

În vederea înțelegerii și definirii corecte a coliziunii în raport cu terminologia aplicată la geosinclinale [9] s-a convenit ca atunci cînd un continent este pe un bloc subdus să zicem că ne aflăm în cadrul unui vorland, iar cînd continentul sau arcul insular este pe un bloc ridicat (overriding) sîntem în prezența hinterlandului.

Zăcăminte minerale. Mitchell și Garson [283] separă în cadrul coliziunii șapte cadre tectonice : (1) bazine oceanice reziduale și remanente precoliziune, pentru care se menționează zăcămintele de fosforite situate în rocile carbonatice de vîrstă Carbonifer inferior din vestul S.U.A. ; (2) zone de sutură sincrone cu coliziunea care cuprind zăcăminte de sulfuri de tip Cipru și de cromite podiforme asociate cu complexe ofiolitice situate în vorlandurile continentale (Oman, Cipru, Turcia, Noua Guinee etc.), precum și de jadeite și nefrite în dyke-uri de albit-jadeite de vîrstă mezozoică din Birmania ; (3) margini „hinterland" ale blocului

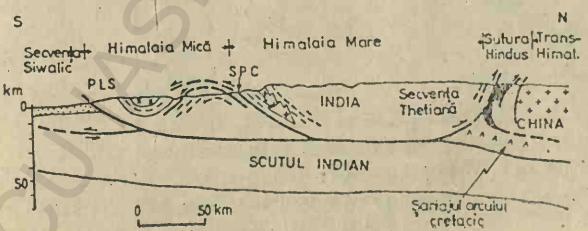

Fig. 6.1. Secțiune schematică prin Himalaia ([252, 332] cu modificări) :

PLS — principala limită a șariajului ; SPC — șariajul principal central ; × — klipe de granite cambriene în Himalaia Mică ; + — leucogranitele terțiare ale Himalaiei Mari.

încălecat cu zăcăminte de pietre prețioase (Afganistan, Kașmir, Birmania) ; (4) centuri de încălecare sin- și postcoliziune pentru care sînt caracteristice zăcăminte de Sn și U (Nepal), de Sn (Asia de SE, SV Angliei, Portugalia), de U (Namibia, Masivul Central Francez), de carbonatite (Pakistan), de Ag—Ni—Co—As (SV Angliei, Erzgebirge) și de Pb—Zn în roci carbonatice (Austria, Iugoslavia) ; (5) bazine „vorland" cu mineralizații de U—V (Pakistan) și zăcăminte de evaporite (Spania) ; (6) bazine „hinterland" cu posibile mineralizații de cupru de tip „red bed" și gresii cu U ; (7) bazine intramontane și grabenele „vorlandului și hinterlandului", în care se cunosc zăcăminte de U în gresii (Masivul Central Francez, Germania etc.) și de U și F (Italia).

În continuare vom prezenta cîteva dintre zăcămintele mai importante, asociate centurilor de încălecare.

6.1. ZĂCĂMINTE DE Sn-W

Centurile de coliziune cuprind, se pare, cele mai importante surse de Sn și W din lume. Acest fapt îl datorăm asocierii genetice a unor asemenea acumulări cu formarea în aceste centuri a importante masive de granitoide anatectice de tip S. Aceste intruziuni, spre deosebire de cele de tip I (alpinotip), formate în sisteme de arcuri (andinotip), au o anvelopă de roci migmatice, iar raportul gabbro-diorit : tonalit-granodiorit : granit (2 : 18 : 80) prezintă sensibile deosebiri (15 : 50 : 35) față de tipul Andin (Pitcher, 1979, în [361].

Cele mai importante zăcăminte de Sn-W sînt asociate genetic cu granitoidele hercinice din sud-vestul Angliei, din Portugalia, Masivul Central Francez, Erzgebirge, Germania, Krusne Hory, Cehoslovacia (fig. 6.2), din Noua Scoție și New Brunswick, Nepal, și cu cele de vîrstă

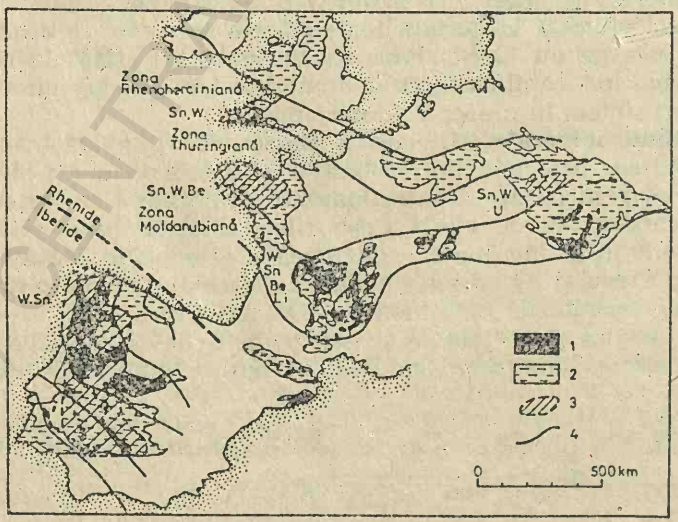

Fig. 6.2. Granitele hercinice și premezozoice în vestul și centrul Europei ([393] cu modificări) :

1 — granite hercinice ; 2 — granite premezozoice ; 3 — arii cu mineralizații de Sn-W ; 4 — delimitări tectonice.

permann-triasică din Centura Centrală de Sn a Asiei de SE (Indonezia). Ele apar la contactul intruziunilor, în zone cu alterări de tip greisen, unde alcătuiesc stockwork-uri, sisteme filoniene sau filoane izolate. Filoanele cuprind mice, topaz, turmalină, cuarț, feldspat potasic, fluorină, siderit, casiterit, wolframit, subordonat sulfuri (arsenopirită, pirită, pirotină, sfalerit, galenă, bismutină și stanină). În skarne și greisene predomină scheelitul. Casiteritul și wolframitul sînt tipice pentru părțile centrale ale districtelor, în timp ce sulfurile apar la periferia acestora.

În partea peninsulară de sud-vest a Angliei se află importante zăcăminte de Sn-W (Cornwal) care, alături de cele cunoscute în Asia de SE, alcătuiesc cele mai importante regiuni cu asemenea surse din lume. Zăcămintele sînt asociate genetic cu roci granitice de vîrstă hercinică (Carbonifer superior-Permian inferior) care formează batholite cu extinderi apreciabile. În general se acceptă [270] că mineralizațiile de Sn-W (F) sînt formate din fluide pegmatitice și hidrotermale generate prin cristalizarea magmei. Menționăm că atît în Anglia de sud-vest cît și în Asia de sud-est rocile granitice sînt de aceleași tipuri, au fost amplasate la nivele crustale similare și aparțin tipului S (Chappell, White, 1974 și Beckinsale, 1979, în [270].

Plutonii sînt alcătuiți din adamelite cu cordierit și andaluzit și granite și adamelite cu două mice. Ei intrud flișul devonian-carbonifer, roci bazice slab metamorfozate, turbidite, sedimente de wildfliș, pe coasta sudică a Angliei încălecate de roci ofiolitice (complexul Lizard).

Mineralizațiile de Sn-W din SV Angliei (Simpson et al., 1979, în [283]) alcătuiesc în special filoane hidrotermale și sînt asociate cu roci greisenizate și turmalinizate; pegmatite mineralizate sînt rare și numai în regiunile Carnmeellis și Bodmin Moor au fost exploatate pentru W. Recent, asemenea pegmatite au fost recunoscute aproape de Hensbarrow Beacon, în granitul St. Austell. Ele conțin wolframit și subordonat casiterit și sînt situate în acoperișul unor mici stock-uri de granite bogate în topaz și mice litinifere. Filoanele hidrotermale alcătuiesc sisteme de filonașe simple situate în granite și în rocile din jur (killas) sau formează sisteme de fisuri — stockwork-uri de dimensiuni mari (Cligga Head, Hemerdon Ball). Filoanele cu wolfram au, de regulă, o parageneză simplă : cuarț-wolframit $\pm$ feldspat potasic $\pm$ löllingit sau arsenopirită și adesea nu conțin casiterită sau alte sulfuri. Multe iviri de filoane cu cuarț-casiterit sînt subțiri ($<$ 1 cm) și alcătuiesc sisteme paralele. Ele au o compoziție mineralogică simplă : cuarț + casiterit. Uneori filoanele de cuarț-wolframit și cuarț-casiterit apar împreună (ex. Cligga Head).

O caracteristică esențială a ariilor mineralizate din SV Angliei o constituie prezența turmalinizărilor. Uneori acestea se remarcă prin asociația cuarț-turmalină și apariția de „breccia pipes“ cu turmalină. Într-un stadiu secund, în SV Angliei activitatea magmatică continuă cu formarea granitelor bogate în topaz, zinnwaldit și ambligonit ($LiAlPO_4F$), aplite cu topaz etc.

În concluzie, succesiunea proceselor magmatice și postmagmatice în SV Angliei a fost următoarea : granite cu biotit — aplite cu turmalină/ pegmatite — filoane de cuarț cu wolframit tip Castle-au-Dinas — granite cu topaz — filoane de cuarț cu casiterit.

Principalul zăcămînt producător de W din Europa occidentală este Panasqueira, Portugalia. El reprezintă mineralizații filoniene de Sn-W, situate în cupola unui stock granitic (granite cu două mice, 290 mil. a.)

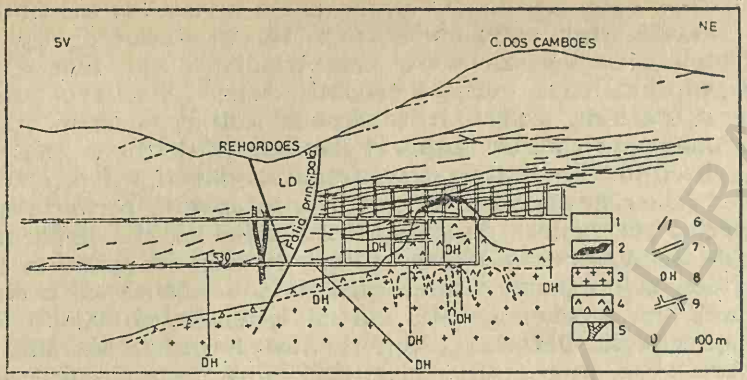

Fig. 6.3. Secțiune geologică prin sistemul filonian al zăcămîntului Panasqueira [306] :

1 — șisturi de Beira ; 2 — cuarț ; 3 — granite cu muscovit ± biotit ; 4 — graisen ; 5 — dolerit ; 6 — falie ; 7 — filoane ; 8 — foraj ; 9 — galerie.

care intrudă șisturi negre (șisturi de Beira) (fig. 6.3). Înălțimea etajului mineralizat este de cca 100—300 m deasupra cupolei granitice [218, 306] unde sînt șisturi pătate și greisenizate. Minereul este bogat în sulfuri și wolframit ; casiteritul apare subordonat. El conține 0,3% W și s-a depus în patru stadii : 1) stadiul oxizi-silicați cu cuarț, muscovit, turmalină, topaz, arsenopirită, casiterit și wolframit ; 2) stadiul principal al sulfurilor cu cuarț, muscovit, arsenopirită, pirită, pirotină, sfalerit, calcopirită, stannină, galenă, apatit ; 3) stadiul de alterare a pirotinei cu pirită + calcopirită, stannină, galenă, marcasită, hematit, magnetit, sideroză ; 4) stadiul carbonatic tîrziu cu cuarț, pirită, sfalerit, calcopirită, marcasită, fluorină, clorit, dolomit, calcit. Salinitatea soluțiilor a fost de 5—10% NaCl echiv., iar temperatura primelor stadii de mineralizare a variat între 230 și 360°C. Mineralizațiile primului stadiu au origine magmatică ; pentru ultimele trei stadii Kelly și Rye [218] aduc argumente privind participarea apei meteorice.

Zăcămintele centurii centrale de Sn din Asia de sud-est sînt asociate cu intruziuni de granite. Ele apar în Indonezia, Main Range, în Peninsula Malaia și nord-vestul Thailandei. Această centură este delimitată la vest de centura back-arc granitică mai tînără, cu zăcăminte de Sn, din Birmania, iar la est de centura estică cu granite mai vechi din Malaia și Indonezia [283, 361]. Majoritatea zăcămintelor reprezintă concentrații aluvionare.

O parte din corpurile granitice din lanțul Himalaia Mică, în special în Nepal (Palungu Granite), cuprind mineralizații de Sn. Aceste intruziuni sînt alcătuite din granite și leucogranite cu biotit, biotit și muscovit, turmalină etc. Ele sînt prinse în metasedimentele klippelor care acoperă formațiuni slab metamorfozate ale lanțului Himalaia Mare. Granitele, ca și formațiunile din jur, cuprind aplite și pegmatite, sînt greisenizate și conțin scheelit, casiterit, fluorină, topaz, tantalo-columbit.

6.2. ZĂCĂMINTE DE URANIU

Sursele de U în zăcăminte pot fi magmele rocilor granitice, rocile cristaline și sedimentare [308]. În batholitele Idaho și din sudul Californiei, U se concentrează în zone de explozie a magmei sau de zdrobire tectonică. Asemenea situații caracterizează de regulă mineralizațiile de U asociate zonelor de coliziune.

Faza tîrzie de intruziuni granitice de tip S de vîrstă hercinică din Europa (Anglia, Portugalia, Spania, Franța, Germania, Cehoslovacia etc.) cuprinde și mineralizații de U. Acestea sînt mai bine dezvoltate în Masivul Central Francez [106] și în Munții Metalici (Ruzicka, 1971). În Africa mineralizații asemănătoare se cunosc la Rossing, în Namibia, unde sînt asociate genetic cu produse ale ultimei faze a magmatismului hercinic (280—295 mil. a.) și alcătuiesc filoane, mai puțin zone brecioase.

În Masivul Central Francez, mineralizațiile de U sînt asociate cu corpuri de granite cu două mice de vîrstă Devonian mediu (granitul de Saint Sylvestre) [254, 283, 361] intruse în șisturi și gnaise. Faciesul cu cuarț-biotit-muscovit-ortoclaz-albit, ca și muscovitizările și albitizările, caracterizează zonele mineralizate. Corpurile de minereu alcătuiesc pipe-uri situate la intersecția faliilor cu orientare E-W și N-S și filoane controlate de fracturi mai tinere de direcție NW-SE. Principalele acumulări sînt situate în districtul Margnac-Fanay. Mineralizațiile acestui district, ca și cele ale sistemului de filoane Baise-Limouzat, s-au format multistadial și cuprind pechblendă, sulfuri, hematit și cuarț. Uraniul este considerat ca provenit din rocile granitoide (> 20 g/t) care au fost circulate de soluții meteorice bogate în CO_2 de origine magmatică. Momentul formării acestor soluții se asociază cu încălzirea produsă de dyke-urile de lamprofire. Temperatura soluțiilor a variat între 300 și 100°C.

Mineralizațiile de U din Munții Metalici (Germania, Cehoslovacia) alcătuiesc două zone [313] : una în nord-vest, extinsă între Schneeberg și Jachimov, și alta cu alură meridională, situată între Freiberg și Schlagenwald. Fundamentul regiunii este alcătuit din parașisturi precambriene, filite și șisturi argiloase paleozoice. Aceste roci sînt străbătute de granitoidul de Eibenstock (Paleozoic superior). Principalele acumulări de U alcătuiesc filoane cu Ag-Co-Bi-U, ale căror lungimi ating adesea 3 km ; grosimile nu depășesc 0,60 m. Mineralizațiile arată o zonalitate verticală : minereul de Ag domină părțile superioare ale filoanelor, spre adîncime urmînd minereul de Ni-Co-Bi și de U. Principalul mineral de U — pechblenda formează mici lentile, cuiburi și filonașe în gangă dolomitică și cuarț-dolomitică.

În partea de est a Carpaților Meridionali (România) mineralizațiile de sulfuri de bază, de Bi-Co-Ni-Ag și de Au ± Pb, Zn, As situate în șisturile cristaline din unitățile supragetice (Munții Făgăraș de NE) și getică (Leaota) sînt considerate de Cioflica și Vlad [434] ca asociate unor procese de coliziune continent-continent de tip Erzgebirge sau Cornwall. Asocierea lor cu un presupus pluton granitic [435] este însă puțin probabilă.

Zăcămîntul Rossing din Namibia reprezintă una dintre cele mai mari concentrări de U din lume [45, 283, 361]. El este situat într-o arie a centurii orogenice damaride, constituită din roci sedimentare și posibil vulcanice puternic metamorfozate regional și granitizate (formațiunile

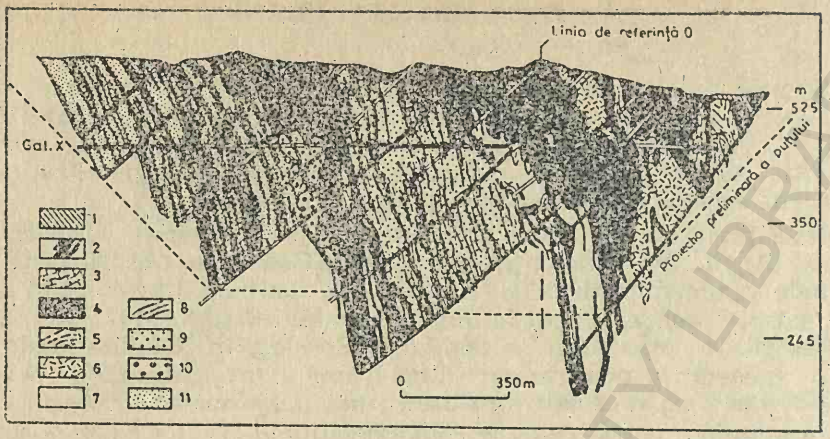

Fig. 6.4. Secțiune geologică prin zăcămîntul de uraniu Rossing, Africa de Sud ([45] cu simplificări) :

1 — grohotiș și aluviuni ; 2 — granite pegmatitice uranifere. Formațiunea Rossing : 3 — marmore superioare ; 4 — conglomerate ; 5 — șisturi ; 6 — gnais ; 7 — marmore inferioare. Formațiunea Khan : 8 — șisturi amfibolice ; 9 — gnaise superioare cu piroxeni și hornblendă ; 10 — piroxen-granat ; 11 — gnaise inferioare cu piroxen și hornblendă.

Etusis și Khan) și remobilizate, care, împreună cu fundamentul (formațiunea de Abbabis), în Precambrianul inferior au fost intruse de granite anatectice. Formațiunea Abbabis este alcătuită din gnaise, filite, marmore și șisturi biotitice. Ea constituie o structură anticlinală în care rocile Supergrupului Dumara sînt acoperite de o secvență de sedimente clastice și calcaroase, de asemenea puternic metamorfozate (gnaise, șisturi, marmure), dar mai ales tectonizate.

Mineralizațiile de U reprezintă granite pegmatitice (alaskite) dispuse concordant în șisturile formațiunilor de Khan și Rossing (fig. 6.4). Alaskitele au structuri ce variază de la forme aplitice la granitice și pegmatice. Ele reprezintă dyke-uri concordante, în cea mai mare parte nemineralizate sau slab mineralizate. U se concentrează în alaskitele din zona nordică, situate în unitatea cu amfibolite și gnaise cu granat și în cele din zona centrală, intruse într-o sercvență inferioară cu șisturi amfibolo-biotitice, marmore și gnaise cu cordierit. Principalul mineral de U — uraninitul apare fie ca incluziuni mici (0,001—0,3 mm) în cuarț, feldspați și biotit, fie în fisurile și interstițiile acestor minerale. Cu el se asociază sporadic betafit (U, Ca) (Nb, Ta, Ti)$_3O_9nH_2O$, fluorină, pirită, calcopirită, bornit, molibdenit, arsenopirită, magnetit, hematit, ilmenit. De reținut că mineralele secundare de U, în special beta-uranofanul — Ca $(UO_3)_2SiO_{43}(OH_3)_2$ $3H_2O$ reprezintă peste 40% din U prezent în zăcămînt. Sursa de U se presupun a fi rocile fundamentului din care soluțiile generate de alskite au extras acest element.

7. ZĂCĂMINTE ASOCIATE ZONELOR DE POST-COLIZIUNE

Bazinele vorland și hinterland, grabenele și albiile intramontane — cadre tectonice formate post-coliziune — cuprind numeroase substanțe minerale utile. Prezentarea acestora se va face succint și în directă corelare cu litologia formațiunilor-gazdă.

7.1. BAZINE VORLAND

Centurile de încălecare vorland deasupra blocului continental subdus sînt delimitate spre partea de vorland de importante bazine de sedimentare. Dezvoltarea lor inițială este asociată cu depresiunile vorlandului continental. Caracteristic pentru asemenea bazine este grosimea mare a secvențelor clastice continentale sau marine și continentale. Ele sînt echivalente cu bazinele periferice ale lui Dickinson [117] și cu unele exogeosinclinale din America de Nord și aparțin stadiului ultim orogenic de evoluție din modelul Aubouin (1965). Prin definiție ele apar pe crusta continentală, suprafața lor înclinînd sub centurile de încălecare vorland cu care se limitează [283]. Formațiunile unor asemenea bazine stau fie direct pe sedimentele marginii continentale pasive a vorlandului înainte de coliziune, fie pe „fundamentul" vorlandului vechi.

După Mitchell și Garson [283] bazinele vorland se deosebesc de bazinele montane hinterland prin faptul că se situează în partea frontală a pînzelor asociate fie flișului de arc extern, fie, de regulă, centurilor de încălecare vorland. Exemple de bazine vorland cunoscute sînt : bazinul cu molasă oligocen-miocenă din nordul și vestul Alpilor, bazinul Po cu sedimente pliocen-pleistocene, molasa miocen-pliocenă a Carpaților Orientali și cea paleogen-pliocenă a Carpaților Meridionali, bazinele cu secvențe terțiare din Golful Persic, din sudul Himalaiei (India), din nordul Australiei și din Noua Guinee, sau bazinele cu secvențe carbonifere din sud-vestul Angliei și America de Nord. De reținut că sedimentele din partea inferioară a bazelor vorland sînt de vîrstă similară cu principalele etape ale orogenezei din centurile de încălecare vorland, deci se formează imediat post-coliziune, în timp ce acelea cu poziție superioară sînt formate post-încălecare și ridicare [283].

Zăcămintele minerale asociate bazinelor vorland, cu excepția evaporitelor, sînt puțin importante. Asemenea bazine pot cuprinde acumulări fără valoare economică de aur aluvionar și zăcăminte de cărbuni, mineralizații de U și de Pb-Zn în principal de tip strata-bound.

În lanțul montan Sulaiman din Pakistan se cunosc mineralizații de U de tip „stratabound" (Moghal, 1974, în [283]). Ele apar în canalele cu subarcoze și subgraywacke de culoare galbenă și cu fragmente de lemne

limonitizate situate într-o secvență de gresii grosiere fluviatile de vîrstă Siwalikien (Terțiar). Minereul de U cuprinde uraninit și coffinit în zona primară și tyuyamunit ($Ca(UO_2)_25—8H_2O$) în zona de oxidare. Mineralizația este considerată (Basham, Rice, 1974, în [283]), ca formată prin circulația apelor meteorice, sursa fiind probabil carbonatitele de vîrstă terțiar superioară din Scutul Indian. Asemenea mineralizații (0,02—0,6% U_3O_8) se cunosc și în gresiile de vîrstă Siwalik inferior din India.

7.2. BAZINE HINTERLAND

Bazinele hinterland reprezintă fostele bazine de comprimare retro-arc ale blocului încălecat în care sedimentarea continuă după coliziunea cu un continent sau cu un arc insular inactiv al blocului subdus. Sedimentele existente nu au caracter marin. Ele ar putea cuprinde mineralizații de Cu de tip „red bed", de U în gresii și de evaporite.

7.3. GRABENE ȘI BAZINE INTRAMONTANE

Grabenele și bazinele intramontane cuprind sedimente aluviale și lacustre, uneori cu grosimi mari, preponderent constituite din conglomerate polimictice, adesea de culoare roșie. Într-o asemenea secvență apar uneori și roci eruptive preponderent de compoziție alcalină. Exemple de grabene și bazine intramontane sînt numeroase. Cele mai cunoscute bazine sînt de vîrstă terțiară în Tibet, Marea Tyrreniană și Carpații Orientali, carboniferă în sudul Masivului Central Francez și sudul Angliei și paleozoic superioară în nord-vestul Africii. Ca grabene menționăm : grabenul Rhinului, posibil cele din Tibet, etc.

Zăcămintele minerale caracteristice bazinelor și grabenelor intramontane reprezintă acumulări de lignit și de U în Franța și Nordul Africii și de sare lagunară din Platoul Tibet (Bazinul Tsaidam). Mineralizații de U mai apar în grabenul terțiar Thakkhola în Himalaia și în Germania. Aici, ca și în Masivul Central Fracez, U se află în paleocanalele umplute cu gresii autuniene (>0,1%) [283].

În provincia Roma din Italia, mineralizațiile de fluorină și U asociate cu rocile vulcanice alcaline de vîrstă cuaternară sînt de asemenea formate ca urmare a coliziunii din Terțiar a Alpilor (Locardi, Mitlempergher, 1971, în [283]). Ele sînt de tip stratiform, apar într-un rift umplut cu sedimente fluvio-lacustre, latite și piroclastite latitice. O parte din mineralizație prezentă în rocile vulcanice s-a format probabil, din exhalațiile de gaze (Co_2+H_2S). Mineralizații de origine similară se cunosc și în tufurile de la Rexspar, Columbia Britanică, Canada. Aici uraninitul, mineralele de Th și TR se asociază cu fluorină, celestină, vermiculit și pirită.

8. SEMNIFICAȚIA TECTONICII GLOBALE PENTRU ACTVITATEA DE PROSPECȚIUNE ȘI EXPLOATARE

Deși tectonica plăcilor nu s-a aplicat pentru descoperirea zăcămintelor metalifere, principiile acestei ipoteze au o semnificație deosebită în activitatea de prospecțiune și explorare.

Se știe că pînă nu de mult majoritatea covîrșitoare a zăcămnitelor de minereuri au fost descoperite ca urmare a observațiilor directe și a studiilor efectuate pe materialul prelevat. Treptat însă necesitatea de a procura cît mai multe și mai variate materii prime minerale a impus și va impune metode geochimice și geofizice de investigare în adîncime a Pămîntului. Eficiența acestor metode va spori, desigur, odată cu perfecționarea tehnicii și tehnologiilor de investigare. În acest flux prelucrarea și interpretarea automată a datelor are un rol important. Totuși, fără un model tectonic la baza căruia să stea elemente disjunctive și plicative majore (falii transformante, aliniamente de fracturi transcrustale, centuri de încălecare etc.), elemente de corelare și analogie stratigrafică (sedimente și roci formate în mediu oceanic, de subducție, etc.) și metalogenetică, nu se poate face o selectare corectă a ariilor de perspectivă pentru programe viitoare de prospecțiune și explorare.

Tectonica globală reprezintă un progres în înțelegerea paleogeografiei și zonalității metalogenetice în sistemele de arcuri și segmentele acestora, a magmatismului de intraplacă și a naturii produselor riftogenezei.

Paleogeografia cadrului tectonic se deduce în special prin analiza litologiei formațiunilor de roci; mediul în care s-au format acestea a controlat formarea unor acumulări de elemente chimice caracteristice. Astfel, formațiunile care au luat naștere în mediu oceanic cuprind în special intruziuni și efuziuni bazice și ultrabazice ofiolitice cu care se pot asocia acumulări de Cr, Ni, Co, Fe, Cu, pirită etc. în timp ce în zonele de subducție care se caracterizează prin prezența depozitelor sedimentare și/sau a rocilor metamorfice și eruptive preponderent de compoziție calcoalcalină, s-a format o gamă variată de zăcăminte minerale : zăcăminte de U, Sn, Au, Cu, Sb, Hg în șanțuri submarine și arcuri externe ; zăcăminte porphyry Cu—Mo, Cu—Au și Mo ; zăcăminte de skarne de Cu, Pb, Zn, Fe, etc. ; zăcăminte hidrotermale de Sn, W, Mo, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Te, Hg, S, etc. ; zăcăminte de Cu tip Manto și zăcăminte polimetalice tip Kuroko, toate asociate arcurilor principale ; zăcăminte de Cr, Te, Sn, W (Mo) și de Cu, Au, Ag prezente în centuri magmatice retro-arc și de încălecare, ca și alte zăcăminte specifice bazinelor de extensie, de comprimare retro-arc, bazinelor marginale retro-arc, etc.

Recunoașterea litologiei și realizarea analogiilor geologice și metalogenetice sînt în special aplicabile la formațiunile de vîrstă paleozoic superioară-mezozoică, deoarece reconstituirea fragmentării Gondwanei este mult mai ușoară. Reconstituirea acestui continent unic se realizează cu mai multă ușurință prin recunoașterea la marginile continentelor apărute, intrate în derivă după fragmentare, a unor unități litologice și metalogenetice asemănătoare și de aceeași vîrstă, inițial aflate în contact. Ca exemple se pot cita : existența unei singure provincii de Sn în Africa și America de Sud, separată de Oceanul Atlantic, sursa comună predrift a diamantelor detritice din Guiana și Sierra Leone, sursa în India a diamantelor de pe coasta Mării Adaman din Thailanda sau a zăcămintelor de U din provincia „Pan African" într-o arie nedezmembrată (în special Africa) înainte de rift. Un alt exemplu îl constituie prezența zăcămintelor de U în centura magmatică retro-arc Cape Fold Belt, dezvoltată între Africa de Sud (supergrupul Karroo) și America de Sud [259].

Aliniamentele tectonice recunoscute a avea mineralizații pot fi utilizate ca ghid în activitatea de prospecțiune și explorare. În acest caz tectonica plăcilor nu poate fi implicată dacă nu se poate argumenta mișcarea plăcilor. O asemenea mișcare o prezintă aliniamentul Colorado unde o importantă curgere crustală a controlat magmatismul și metalogeneza Centurii minerale Colorado. Un caz similar este relatat de Silberman (1978, în [361]) pentru aliniamentul Walker Lane care controlează majoritatea zăcămintelor de metale prețioase miocene din vestul Great Basin. Numărul exemplelor este mult mai mare, dar ne rezumăm la a mai aminti asocierea zăcămintelor de kimberlite diamantifere, a carbonatitelor, etc. cu faliile profunde existente în zona riftului African.

Tectonica plăcilor are un rol determinant în formarea metalelor în zăcămintele superficiale. Ea influențează, prin amplasarea blocurilor, factorii climatici responsabili de formarea zăcămintelor de laterite cu Ni tipice pentru complexele ofiolitice protolitice provenite din manta și expuse proceselor de alterație superficială în condiții de climat tropical (Noua Caledonie, Cuba, Republica Dominicană, Columbia, Indonezia, Filipine, etc.). În acest caz, înainte de selectarea ariilor de prospecțiune și explorare se impune un studiu atent al sensului și amplitudinii mișcării blocurilor.

Desigur că progresele înregistrate în corectarea erorilor făcute în domeniul tectonicii globale vor spori gradul de cunoaștre a formării și deplasării plăcilor și microplăcilor oceanice și continentale și a formării magmelor și zăcămintelor ; implicit se vor îmbunătăți și criteriile de selectare a ariilor de perspectivă pentru activitatea de prospecțiune și explorare.

În final considerăm necesar a aduce unele precizări privind relațiile dintre tectonica globală, nivelul potențialului de resurse minerale dintr-o regiune și modelul genetic.

8.1. EVALUAREA POTENȚIALULUI DE RESURSE MINERALE

Potențialul unei resurse minerale reprezintă probabilitatea prezenței acesteia într-o arie definită ; el nu trebuie înțeles ca o măsură a cantității sau a rentabilității acesteia.

Resursele minerale sînt concentrații naturale solide, lichide sau gazoase care prin formă și cantitate permit extracția potențial fezabilă a unuia sau mai multor produse.

Într-o regiune dată potențialul unei resurse minerale poate fi necunoscut, slab, moderat și ridicat.

Potențialul resursei minerale dintr-o regiune este necunoscut atunci cînd datele de cunoaștere sînt nesatisfăcătoare pentru clasificarea acestuia în slab, moderat și ridicat.

Un potențial slab de resurse minerale este atribuit acelor arii în care caracteristicile geologice, geochimice și geofizice indică un cadru geologic pentru care existența resurselor este puțin probabilă.

Nivelul de potențial slab se referă la arii cu roci mineralizate dispers sau cu cîteva iviri, care uneori pot lipsi. Aprecierea potențialului scăzut cere cunoștințe pozitive specifice ; el nu trebuie folosit pentru a condamna ariile pentru care lipsesc date adecvate.

Potențilul moderat al unei resurse minerale este definit pentru arii în care caracteristicile geologice, geochimice și geofizice indică un cadru geologic propice ivirilor de resurse, unde datele interpretate sugerează o șansă rezonabilă pentru resursa acumulată și unde modelele genetice ale ocurențelor arată un ansamblu structural favorabil.

Potențialul ridicat al unei resurse minerale este atribuit acelor arii în care caracteristicile geologice, geochimice și geofizice arată un cadru geologic favorabil existenței resursei, unde interpretarea datelor indică o probabilitate ridicată pentru acumularea resursei și unde argumentele pentru ocurențe și/sau modele genetice sugerează că a avut loc concentrarea mineralului. În cazul acestui tip de potențial datele de cunoaștere arată că procesele de formare a resurselor au fost active și au afectat cel puțin parțial aria în discuție. De reținut că încadrarea unei arii la potențial ridicat de resurse minerale nu implică într-o primă etapă ca ivirile sau zăcămintele minerale să fie identificate.

În evaluarea potențialului de resurse minerale se vor avea în vedere următoarele : 1) date geologice, geochimice și geofizice adecvate și raportate la timpul de evaluare ; 2) utilizarea modelului genetic al ocurenței ca bază pentru o evaluare specifică ; 3) evaluarea probabilității de exploatare economică a unei resurse dintr-o regiune dată. Avînd în vedere aceste trei criterii, potențialul de resurse al unor regiuni a căror evoluție este explicată prin ipoteza tectonicii globale poate fi : a) slab, ca în cazul resurselor minerale metalifere situate în bazine intramontane și grabene ale vorlandurilor și hinterlandurilor asociate zonelor de coliziune sau faliilor transformante din marginile continentale și arcurile insulare ; b) moderat, frecvent asociat ariilor situate în margini continentale pasive sau în centuri magmatice retro-arc, etc. ; c) ridicat, specific arcurilor magmatice generate prin consum de material, și ridge-urile și bazinele oceanice formate în zone de expansiune și aport de material.

8.2. MODELUL GENETIC

Modelul genetic reprezintă ansamblul de date geologice, geochimice și geofizice utilizate în explicarea modului de formare a unei resurse minerale.

În elaborarea modelului genetic se va avea în vedere : 1) contextul geologic regional pentru zăcămîntul(ivirea) studiat(ă) și pentru zăcămintele învecinate ; 2) încadrarea zăcămîntului (ivirii) sau a zăcămintelor (ivirilor) în tipuri cunoscute ; 3) prezentarea aspectelor esențiale ale grupelor de zăcăminte similare tipului desemnat, cu referiri speciale asupra datelor ce interesază succesul lucrărilor de explorare ; 4) descrierea în detaliu a formei zăcămîntului (ivirii), cu precizarea, deopotrivă, a aspectelor specifice cît și a generalităților ; 5) conținutul produșilor utili și tonajul acumulării.

Datorită faptului că aproape fiecare zăcămînt cunoscut prin aspectele particulare (formă, compoziție mineralogică și chimică, tip de alterare, geneză etc.) poate reprezenta un model de acumulare, numărul modelelor de zăcăminte poate fi de ordinul sutelor. Cu toate acestea, sistematica actuală, reține mai ales acele modele genetice care întrunesc cele mai multe aspecte comune sau, dimpotrivă, particulare.

Elaborarea modelului genetic pentru o anumită resursă minerală reprezintă de fapt cea mai dificilă etapă din activitatea de cercetare. Ea presupune o bună cunoaștere a întregului ansamblu de date (petrogenetice, mineralogice, fizico-chimice, etc.) care au concurat la realizarea concentrării resursei. De aceea, înainte de a se trece la elaborarea modelului genetic este indicat ca pentru regiunea cercetată să se răspundă la următoarele întrebări : 1) cîte tipuri de zăcăminte pot exista ? ; 2) cîte modele genetice sînt sau pot exista ? ; 3) cîte modele pot fi clarificate ? ; 4) cine și cînd decide dacă un model elaborat poate fi revizuit sau înlocuit ? ; 5) care este cel mai reprezentativ tip de resurse și care este conținutul și tonajul acestuia ? ; 6) la ce tipuri de zăcăminte pot fi incluse resursele minerale (porphyry copper, Au—Carlin, Zn—Pb—Cu—Kuroko, Cu—Cipru, etc. ? ; 7) se poate elabora un model genetic hibrid ? ; 8) ce probleme de ordin tehnologic ridică valorificarea resursei minerale ?

Desigur în elaborarea modelului genetic cadrul geologic de formare a resursei minerale a avut un rol determinant. Acest cadru a evoluat în condiții tectonice specifice, fapt ce imprimă acumulărilor formate anumite particularități. Aceste aspecte particulare permit deosebirea, spre exemplu, a zăcămintelor de Sn—W formate în arcuri principale de cele similare asociate zonelor de coliziune, sau a zăcămintelor de sulfuri masive generate în arcuri insulare (tip Kuroko) de cele cunoscute în zonele avansate de riftogeneză (tip Marea Roșie), etc.

BIBLIOGRAFIE

1. ADAMIDES N. G. (1980), Internat. Ophiolite Symp. Cyprus, p. 117—179, Panayiotou A. (ed.).
2. AKINCI T. O. (1980), *European Copper Deposits*, p. 199—208, Belgrade.
3. ALABASTER T., PEARCE J. A., MALLICK D. I. J., ELBOUSHI I. M. (1980), Panayiotou A. (ed.) Ophiolite Symp. Cyprus, 1979, p. 751—757.
4. ALPIN A., CRONAN D. S. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 6, 27th Inter. Geol. Congr. Moskow.
5. ANASTASIU N., CONSTANTINESCU E. (1980), An. Univ. Buc., seria Geol. XXIX, București.
6. AREVADZE D. V., YAROSEVICI V. Z., (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 8—9, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
7. ARION M., POPA GH., CEAUȘU N., IGNAT V., PITULEA G., ANDREI A. (1965), Raport Arhiva IPGG, București.
8. ARION M. (1986), Raport Arhiva IPGG, București.
9. AUBOUIN J. (1965), *„Geosynclines*, Elsevier, Amsterdam.
10. AVEDIKO G. P. (1971), *Evolution of geosynclines of Kamchatka*. Pacific Geol., 3, p. 1—13.
11. AVILA-SALINAS W. A. (1984), Abstract, VI, 12, p. 12, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
12. BACHE J. J. (1982), Mem. B.R.G.M., 118, p. 1—102, Paris.
13. BALINTONI I., GHEUCA I. (1977), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXII, 5, p. 11—36.
14. BALINTONI I., ISACHE C., TIMPĂU C., TIHON P. (1976), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXII (1974—1975), p. 3—28, București.
15. BALINTONI I., HANN H. P., GHEUCA I., NEDELCU L., CONOVICI M., DUMITRAȘCU G., GRIDAN T. (1986), D. S. Inst. Geol. Geofiz., 70—71/5, p. 23—44, București.
16. BALTREȘ A. (1982), Raport, Arh. IGG, București.
17. BANAS M., SALAMON W. (1984), Abstract, p. 15—16, VI, 12, 27th Inter. Geol. Congress, Moskow.
18. BARSUKOV V. L., BORISOV M. V., PEK A. A. (1984), Abstract, p. 230, vl. V, 10, 11, 27th Inter. Geol. Congress, Moskow.
19. BARTHOLOMÉ P., EVRARD P., KATAKESHA, LOPEZ-RUIZ J. (1974), *Diagenetic oreforming processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo.* G. C. Amstuz and A. J. Bernad eds., Ores in Sediments, Springer—Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, p. 21—42.
20. BASKINA V. A., FAVORSKAIA M. A., KURCIAVOV A. M., SHILIN N. L. (1984), Abstract, p. 25—26, vol. VI, 12, 27th Inter. Geol. Congress, Moskow.
21. BAUMANN L., TISCHENDORF G. (1979), *Vvedenie v metallogeniu — mineragheniiu*, p. 371, Ed. „Mir", Moskva.
22. BEANE R. E., TITLEY S. R. (1981), Econ. geol., 75th Anniv., vol. 214—269.
23. BEAR L. M. (1963), Bul. Geol. Surv. Cyprus, no. 1, p. 208.
24. BECHEANU C., SĂLĂJAN I. (1976), Raport, Arh. IMR, București.
25. BELIAIEV K. V., UIADIEV L. I. (1978), Int. Geol. Rev. 20, 273—280.
26. BELLIENI G., BROTZU P., MORBIDELLI L., NICOLETTI M., PICCIRILLO E. M., TRAVERSA G. (1984), Abstract, vol. III, 06, 07, p. 125—126, Inter. Geol. Congress, Moskow.
27. BELOUSOV V. V. (1968), *The Earth's Crust and Upper Mantle of the Oceans*, Nauka, Moskow.
28. BEMMELEN R. W. Van (1978), Z. Geol. Wiss., 6, p. 23—40, Berlin.
29. BERBELEAC I. (1975) An. Inst. Geol., XLVI, p. 5—189, Teză de doctorat, București.
30. BERBELEAC I. (1980), An. Inst. Geol. Geofiz., LVI, p. 153—168, București.
31. BERBELEAC I. (1985), *Zăcăminte de aur*, 334 p., Ed. Tehnică, București.
32. BERBELEAC I. (1986), *Mineral Parageneses*, p. 261—290, Theophrastus Publications S.A. Athens.
33. BERBELEAC I., DAVID M. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 285—295, Amstutz et al. ed., Berlin.

34. BERBELEAC I., MICU C., KUSKO, M., BĂLAȘA E., ASZTALOS S., COSTACHE C. (1978), Rev. Roum. Géol. Géophys, Géogr., Géol., 22, p. 161—173, București.
35. BERBELEAC I., DAVID MARGARETA, ZAMÎRCA ALLA (1979), Raport, Arh. IGG, București.
36. BERBELEAC I., ȘTEFAN A., ZAMÎRCA ALLA, DAVID MARGARETA, VANGHELE I., (1982 a), Raport, Arhiva IGG, București.
37. BERBELEAC I., ZAMÎRCA ALLA, DAVID MARGARETA (1982 b), Raport, Arh. IGG, București.
38. BERBELEAC I., LAZĂR C., FLORESCU R., CÎMPEANU N., CÎMPEANU ȘT., CONSTANTINIUC E., COVRIG L., ITU V. (1982 c), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVII/2, p. 29—54, București
39. BERBELEAC I., ȘTEFAN A., DUMITRU E., NIȚĂ I., (1984), An. Inst. Geol. Geofiz., 64, p. 155—162, București.
40. BERBELEAC I. et al. (1985 a), Raport, Arh. IGG, București.
41. BERBELEAC I., DAVID M., ZAMÎRCĂ ALLA (1985) b), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVIII (1981), p. 27—46, București.
42. BERBELEAC I., RADU MAGDALENA, DOBRESCU ANCA, PROCA A., PROCA ANGELA, VULPESCU D. (1986), Raport, Arhiva IPGG, București.
43. BERBELEAC I., LAZĂR C., ȘERBAN A. (1987), Univ. București, vol. special, p. 19—32, București.
44. BERCEA I., KRAUTNER H., KRAUTNER FLORENTINA, MUREȘAN M., MUREȘAN GEORGETA, ILIESCU VIOLETA (1971), Raport, Arh. IGG, București.
45. BERNING J., COOKE R., HIEMSTRA S.A., HOFFMAN U. (1976), Ec. Geol., 71, p. 351—368.
46. BICHAN R. (1969), Econ. Geol. Monogr., 4, p. 95—113.
47. BILIBIN Y. A. (1948), 18th Intern. Geol. Congr., London, pt. 2, p. 22—28.
48. BILIBIN Y. A. (1955), *Metallogenic Provinces and Epochs*, Gosgeoltekhizdat, Moskow.
49. BILIBIN Y. A. (1968), *Metallogenic Provinces and Metallogenic Epochs*, p. 1—35, Queens College Press, Flushing, New York.
50. BILIBIN V. G., GROUCHEVOI G. V., DACHKOVA D. A. et al. (1984), *Mém. explicatif de la carte métallogénique de l'Europe et des pays limitrophes*, 1 : 2.500.000, Laffitte P. (ed.), Paris.
51. BLEAHU M. (1983), *Tectonica globală*, 623 p., Ed. Științifică, București.
52. BOAST M. A., COLEMAN M. L., HALLS C. (1981), Ec. Geol., 76, p. 27—55.
53. BOGDANOV B. (1980), *European Copper Deposits*, p. 50—58, Belgrade.
54. BOGDANOV B. (1982), *Mineral deposits of Europe, vol. 2 : Southeast Europe* (Dunning W. F., Mykura W., Slater D. eds.), p. 215—230, London.
55. BOGDANOV V. Yu., FEOKTISTOV P. V. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 10—15.
56. BOIRAT M. J., LUM J. (1987), Chron., rech., min., 486, p. 55—62, Paris.
57. BONIN B., DOWDEN P., VIALETTE Y. (1979), C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D., 289, p. 707—710
58. BORCOȘ M., GHEORGHIȚA I., LANG B. (1974 a), Rev. roum. géol. géophys., géogr., Géologie, 18, p. 19—37, București.
59. BORCOȘ M., GHEORGHIȚĂ I., LANG B. (1974 b), Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géologie, 18, p. 39—56, București.
60. BORCOȘ M., LANG B., BOȘTINESCU S., GHEORGHIȚĂ I. (1975), Rev. roum. géol. géophys, géogr., Géologie, 19, p. 21—53, București.
61. BORCOȘ M., BOȘTINESCU S., GHEORGHIȚĂ I.. (1976), Rev. roum. géol. géophys. géogr. Géologie, 20, 2, p. 185—196, București.
62. BORCOȘ M., FOTOPOLOS S., PELTZ S., SOCOLESCU M., STAN N. (1979), St. tehn.-econ., 1, 16, p. 109—130, București.
63. BORCOȘ M., ANDREI J., BERBELEAC I. (1984 a), vol. VI, section 12, p. 207, 27th Intern. Geol. Congress, Moskow.
64. BORCOȘ M., UDUBAȘA G., SĂNDULESCU M., KRAUTNER H., NĂSTĂSEANU S., BIȚOIANU C., RADAN S. (eds.) (1984 b), Map of the Mineral Resources, 2nd edition, Part one, Inst. Geol. Geophys., 236 p., București.
65. BORCOȘ M., POPESCU GH., ROȘU E. (1984 c), D.S. Inst. Geol. Geofiz., 70/4, București.
66. BORTOLOTTI V., LAPIERRE H., PICCARDO G. B. (1976), Tectonophysics, 35, T_1—T_5.

67. BOSTINESCU S. (1984), Abstract, vol. VI, section 12, p. 49—50, 27th Inter. Geol. Congress, Moskow.
68. BOYLE R. W. (1979), Geol. Surv. Can. Bull., 280, 284 p., Ottawa.
69. BÖHMER M. (1980), *European Copper Deposits*, p. 83—88, Belgrade.
70. BÖHMER M. (1987), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*. UNESCO/IGC Project no. 169, p. 34—39, Beograd.
71. BUCHANAN L. (1981), Ariz. Geol. Soc. Dig., XIV, p. 237—262.
72. BUGGE W. A. J. (1978), *Mineral Deposits of Europe*. vol. 1 : Northwest Europe (Bowie V. H. S., Kvalheim A., Haslam W. H., eds.), p. 199—246, London.
73. BULLEN K. E. (1967), *Basic evidence for Earth division*, R. F. Gaskell (ed.) : *The Earth's mantle*", Academic Press, New York, p. 11—30.
74. BURKE K. C. (1977), Rev. Earth planet. sci., 5, p. 271—396.
75. BURKE K. C., DEWEY J. F. (1973), J. Geol., 81, p. 406—433.
76. BURKE K., KIDD W. S. E. (1980), Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20, p. 503—522.
77. BURKE K. C., KIDD W. S. F., WILSON J. T. (1973), Nature, London, 241, p. 128—129.
78. BURKE K. C., DEWEY J. F., KIDD W. S. F. (1977), Tectonophysics, 40, p. 69—99.
79. BURKE K. C., KIDD W. S. F., TURCOTTE D. L., DEWEY J. F., MOUGINIS-MARK P. J., PARMENTIER E. M., SENGOR A. M., TAPPONIER P. E. (1981), *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon, Ney York, p. 803—898.
80. CAHEN L. (1974), *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*, Soc. Géol. Belgique, Liège, P. Bartholomé ed., p. 267—276.
81. CALLAHAN W. H. (1967), Econ. Geol. Monogr., 3, p. 14—19.
82. CERNISOV N. M. (1984), Abstract, vl. VI, 12, p. 65—66, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
83. CHANG CHENG-FA, CHENG HSI-LAN (1973), Scientia Sinica, 16, p. 257—265.
84. CHIVU GH., CRISTEA P., BISHOF A., (1987), Univ. Buc., Fac. Geol. Geogr., vol. special., p. 71—79, București.
85. CIOFLICA G., VLAD S. (1973), Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géologie, 17/2, Bucarest.
86. CIOFLICA G., VLAD S. (1979), Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géologie, 23/1, p. 15—21, Bucarest.
87. CIOFLICA G., VLAD S. (1980), European Copper Deposits, p. 67—72, Belgrad.
88. CIOFLICA G., VLAD S. (1984), An. Inst. Geol. Geofiz., LXIV, p. 175—184, București.
89. CIOFLICA G., JUDE R., UDUBAȘA GH. (1966), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, II/2, p. 389—401, București.
90. CIOFLICA G., VLAD S., VOLANSCHI ERNESTINA, STOICI S. (1977), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 22, p. 39—57, București.
91. CIOFLICA G., NICOLAE I., VLAD S. (1981), Symp. Mafic Ultram. Compl., Athens 9—11, 1980, IUGS Project no. 169, 2.
92. CIOFLICA G., BERBELEAC I., LAZĂR C., ȘTEFAN A., VLAD S. (1982), An. Univ. Buc., Geol., p. 2—12, București.
93. COBLING E. J., PITCHER W. S. (1972), Nature Phys. Sci., 240, p. 51—53.
94. CODARCEA AL., IANOVICI V., IOVA I., LUPAN S., PAPACOSTEA C., (1958), Com. Acad., VIII, 3 (extras).
95. COLEMAN R. G. (1977), *Ophiolites : Ancient Oceanic Lithosphere*, Springer, New York, Berlin, Heidelberg, 229 p.
96. COLEMAN R .G. (1984), Abstract, vl. III, 06, 07, p. 21, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
97. COLLETTE B. J. (1974), Nature, London, 251, p. 229—300.
98. CONDIE C. K. (1976), *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamon Press, New York.
99. CONN H. K. (1979), Can. Min., 17, p. 463—468.
100. CONSTANTINESCU E. (1981), *Geneza skarnelor de la Sasca Montană, Banat*. Ed. Acad. București.
101. CONSTANTINESCU E., UDUBAȘA G. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 434—441, Amstutz et al., eds, Berlin.
102. CONSTANTINESCU E., ANASTASIU N., POP N., GARBASEVSCHI NAZAR (1983), Travaux 12-ème Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balc., București.
103. CONSTANTINESCU R., et al. (1986), Raport, Arh. IFLGS, București.

104. CONSTANTINOU G., GOVETT G.J.S. (1972), Inst. Min. Metall., 81, B, p. 34—46.
105. CRAIG R. J., VAUGHAN J. D. (1986), *Mineral Parageneses*, p. 133—158 (Craig R. J. et al. eds.) Theophrastus publ., S.A., Athens.
106. CUNEY M. (1978), Econ. Geol., 73, p. 1567—1610.
107. DAHLKAMP J. F. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 644—654, Amstutz C.G. ed., Berlin.
108. DAMON P. E. (1984), Abstract, p. 73, vl. VI, sct. 12, 27th Inter. Geol., Congr., Moskow.
109. DANA J. D. (1873), Am. J. Sci., 5, p. 432—434, 6, 6—14, 104—115, 161—171.
110. DAVIES J. L. (1980), Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg. Halifax, May 1980, Field Trip Guidebook, p. 1—6.
111. DEGENS E. T., ROSS D. A. (eds.) (1969), *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea: a geophysical and geochemical account.* Springer, New York, Berlin, Heidelberg.
112. DERKMANN K., KLEMM D.D. (1977), *Strata-bound kies ore deposits in ophiolitic rocks of the „Tauernfenster" (eastern Alps, Austria/Italy)*, Klemm D. D. and Schneider H. J. eds., *Time and strata-bound ore deposits*, New York, Springer Verlag, p. 305—313.
113. DEWEY J. F. (1980), Geol. Assoc. Com. Sp. oc. Pap. 20, p. 553—573.
114. DEWEY J. F., BIRD J. M. (1970), J. Geophys. Res. 75, p. 2625—47.
115. DICK H. L. B. (1982), Am. J. Sci 282, p. 644—700.
116. DICKEY J. S. (1975), Geochim. Cosmochim. Acta, 39, p. 1061—1074.
117. DICKINSON W. R. (1974), Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner. 22, p. 1—27.
118. DIETZ R. S. (1962), Nature, v. 190, no. 4779, p. 854—857.
119. DIMITRESCU R. (1978), Rev. Roum. Géol. Géogr. Géophys., ser. Géol., 22, p. 45—51, București.
120. DIMKIN M. A., IVANOV N. S., KAMALETDINOV A. M., POPOV A. V., PUCIKOV N. V., SOLOEV K. K., FISHMAN V. M. (1984), *Geology of the USSR*, vol. I, p. 61—70, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
121. DOBROVOLSKAIA M. G. (1984), Abstract, p. 78, vol. VI, sect. 12, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
122. DORONKIN E. V., PAVLOVICI A. B., BUROVA T. A., MARSUKOVA N. K. (1987), Gheol. rud. mest. XXIX, 2, p. 46—57, Moskva.
123. DRAGOMIR N., ARSENESCU V. (1965), Raport, Arh. IPGG, București.
124. DRAKULIC D. (1984), Abstract, p. 82, vol. VI, sect. 12, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
125. DUNCAN R. A., GREEN D. H. (1980), Geology 8, p. 22—26.
126. DUNHAM Sir K., BEER E. K., ELLIS A. R., GALACHER J. M., NUTT C. J., WEBB C. B. (1978), *Mineral deposits of Europe, vol. 1*, p. 263—317, *Northwest Europe*, ed. Bowie S.H.S. et al., London.
127. EADINGTON P. J. (1984), Abstract, V, 10, p. 255, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
128. EDMOND J. M., VON DAMM K. L. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 24, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
129. EDMOND J. M., VON DAMM K. L., MC DUFF R. E., MEASURES C. I. (1982), Nature 297, p. 187—191.
130. EFIMOVA M. I., MALAKNOV V. V., CHERNISEVA V., NOSENKO M. A. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 38, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
131. EHRENBURG H., PILGER A., SCHRODER G. (1954), Monograph der Deutschen Bleizlink Erzlagerstatten No. 7, Hanover.
132. EINAUDI M. T., MEINERT L. D., NEWBERRY R. J. (1981), Econ. Geol., 75th Anniv. vol., p. 317—391.
133. EMELIANOV E. M. (1984), Abstract, VI, 12, p. 88, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
134. EVANS M. A. (1984), *An Introduction to Ore Geology*. 231 p, London.
135. FENG ZHON GYAN, YU FANG, WEI QIYING (1984), Abstract, VI, 12, p. 93—94,, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
136. FEOKTISTOV V. P., KARPINSKI P. A. (1984), Abstract, VI, 12, p. 94—95, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
137. FERRARIO A., GARUTI G. (1980), Mineralium Deposita, V. 15, p. 291—303.
138. FÉVRIER M. (1980), *Hydrothermalisme sur la dorsale Est-Pacifique à 21°N. Etude minéralogique et géochimique*, 270 p. Orléans.
139. FLEISCHER D. V., GARLICK G. W., HOLDANE R. (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, II*, vol. 6, p. 223—352, Elsevier, New York.

140. FOLEA I. (1980), Stud. tehn. econ. Inst. Geol. Geofiz., seria A, 14, p. 192, București.
141. FOLEA I., VLAD S., BERBELEAC I. (1987), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt, between the Alps and the Pamirs.* UNESCO IGCP Project no. 169, p. 40—52, Beograd.
142. FOMICEV V. I. (1984), Abstract, VI, 12, p. 102, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
143. FONTBOTÉ L., AMSTUTZ C. G. (1982), Ore Genesis. The State of the Art. Amstutz C. G. et al. (eds.), p. 83—91, Berlin.
144. FOX P. J., DETRICK R. S., PURDY G. M. (1980), Ophiolites: Inst. Ophiolites Symp. Cyprus, 1979, p. 161—168, Panayiotou A. (ed.).
145. FRANKLIN J. M. (1984), Abstract, VI, 12, p. 106, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
146. FRANKLIN J. M., LYDON W. J., SANGSTER F. D. (1981), Ec. Geol. 75th Anniv. Volume, p. 485—627.
147. GALETSKI L. S., ZARTSKI A. J., CERNITSIN V. B. (1984), Abstract, VI, 12, p. 108—109, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
148. GANEEV I. G. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 270, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
149. GARLICK G. W., FLEISCHER D. V. (1972), Geol. en Mijnboun, Zambia Issue, 51, 3, p. 277—298, Culemborg.
150. GEALY W. K. (1980), Ophiolites: Int. Ophiolite Symp. Cyprus, p. 228—243, Panayiotou A. (ed.).
151. GENKIN A. D., DISTLER V. V., GLADISEV G. D. et al. (1981), *Sulfidnie mednonikelevie rudi Norilskih mestorojdenia*, 234 p, Nauka.
152. GHEORGHIȚA IOANA (1975), St. tehn. econ., I/II, p. 188, București.
153. GHICA-BUDEȘTI S. (1940), Ann. Inst. Géol. Roum., XX. p. 175—200, București.
154. GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. (1941), An. Inst. Geol., XXI, p. 181—464, București.
155. GIUȘCĂ D. (1936), C. R. Acad. Sci., 1, 3, p. 243—246, București.
156. GIUȘCĂ D., BERBELEAC I., IONESCU D., VOLANSCHI E. (1973), Stud. cerc geol. geofiz., geogr., seria geologie, 18, 1, p. 3—12, București.
157. GIUȘCĂ D., BERBELEAC I., LAZĂR C., INTORSUREANU I. (1976), Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie, 81, p. 31—44, București.
158. GLASKOVSKI A. A., GORBUNOV G. I., SISOEV F. A. (1977), *Ore Deposit of the USSR*, vol. II, p. 3—79, Smirnov V. I. (ed.)
159. GNIBIDENKO H. S. (1973), *Geochemistry* (P. J. Coleman, ed.), p. 435—449, University Western Australia Press, Medlands.
160. GODLEVSKY M. N., LIKHACEEV A. P. (1984), Abstract, VI, 12, p. 115, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
161. GORBUNOV G. I. (1984), Abstract, VI, 12, p. 118, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
162. GORBUNOV C. L., PAPUNEN H. (1985), *Medno-nikelevie mestorojdenia baltinskogo șcita.* Nauka, 329 p., Leningrad.
163. GORBUNOV I. G., GENKIN D. A., DISTLER V. V. (1984), *Metallogenia i rudnie mestorojdenia*, 12, p. 184—196, 27th Inter. Geol. Congr., Moskwa.
164. GORDON P. S. L. (1979), Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 3, p. 167—187.
165. GRECULA P. (1985), Proceeding reports 13th Congr. KBGA (Abstract), p. 40—41, Cracow.
166. GREEN J. C. (1983), Tectonophysics, 94, p. 413—438.
167. GREENBAUM D. (1977), Econ. Geol., 72, p. 1175—1194.
168. GRIP E. (1978), *Mineral deposits of Europe, vol. 1: Northwest Europe*, p. 93—195, (Bowie U.H.S., Kvalhein A., Haslam W. H. eds.), London.
169. GRUENEWALDT G. von (1977), Min Sci. Engng., 9, p. 83—95.
170. GRUSZCZYK H. (1982), *Ore Genesis.* The State of the Art, p. 92—108, Amstutz C. G. et al. eds., Berlin.
171. GUILD P. W. (1971), Min. Engng., 23, p. 69—72.
172. GUILD P. W. (1974), *Metallogenetische und geochemische Provinzen* (W. E. Petrascheck, ed.), p. 10—24, Springer—Verlag, Vienna.
173. GULIAN E. KH., BARIKIN P. M., KARAMIAN K. A., TAIAN R. N. (1984), Abstract, p. 125—126, VI, 12, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
174. GUNDOBIN G. M. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 285, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
175. GUNNESCH A. K. (1982), *Ore Genesis.* The State of the Art, p. 319—335, Amstutz et al. eds., Berlin, Springer—Verlag.

176. HADJISTAVRINOU Y., CONSTANTINOU G. (1982), *Mineral Deposits of Europe*, vol. 2 : *Southeast Europe* (Dunning W. F., Mykura W., Slater D., eds.), p. 255—275, London.
177. HAMILTON J. M., BISHOP D. T., MORRIS H. C., OWENS O. E. (1982), Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 25, p. 597—665.
178. HARANEZYK C. (1984), Abstract, VI, p. 131, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
179. HARLEY D. N. (1979), Econ. Geol., 74, p. 786—796.
180. HAWKINS J. W. (1980), Ophiolites, Inter. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979, p. 224—254, Panayiotou A. (ed.).
181. HEATON TH. E., SHEPPARD S. M. F. (1977), Volcanic Processes in Ore Genesis, p. 42—57, Inst. Min. Metall. Lond, and Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. no. 7.
182. HENLEY R. W., MC NABB A. (1978), Econ. Geol., 73, p. 1—20.
183. HESS H. H. (1962), Geol. Soc. Amer., p. 559—620.
184. HOLLISTER V. F. (1975), Miner. Sci. Engng., 7, p. 225—233.
185. HOLLISTER V. F. (1978), *Geology of the Porphyry Copper Deposits of the Western Hemisphere*, N. Y. AIME, 219 p.
186. HOLMES A. (1945), Principles of physical geology, Ed. T. Nelson, London.
187. HÖLL (1984), Abstract, VI, 12, p. 137—138, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
188. IANOVICI V. (1933), Rev. Muz. Mineral. Univ. Cluj, 4, 2, Cluj.
189. IANOVICI V., BORCOȘ M. (1982), *Mineral Deposits of Europe, 2 : Southeast Europe (Romania)*, 2, p. 55—137 (Durnning et al., eds), Inst. Mining and Metallurgy, London.
190. IANOVICI V., BORCOȘ M., BLEAHU M., PATRULIUS D., LUPU M., DIMITRESCU R., SAVU H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Acad. R.S.R., București.
191. IANOVICI V., VLAD S., BORCOȘ M., BOSTINESCU S. (1977 a), Mineral Deposita, 12.
192. IANOVICI V., ȘTIOPOL V., MĂLDĂRESCU I., POPESCU GH. C. (1977 b), St. cerc. geol. geofiz. geogr., geologie, 22, p. 11—17, București.
193. IGNATOVSKI P. L. (1984), Abstract, VI, p. 141, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
194. INGERSOLL R. V. (1982), Geology, 10, p. 621—624.
195. ISHIHARA S. (1978), J. Geol. Soc., 135, p. 389—406.
196. ISOKANGAS P. (1978), *Mineral Deposits of Europe, vol. 1 : Northwest Europe*, p. 39—90, (Bowie U.H.S., Kvalheim A., Haslam W. H. eds.), London.
197. ISTRATE G., UDUBAȘA G. (1981), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXV/2, p. 5—19, București.
198. IVANOV T., SHALABY I. M., HUSSEIN A. A. A. (1973), Ann. Geol. Surv. Egypt, 3, p. 139—166.
199. IXER A. R. (1986), *Mineral Parageneses*, p. 179—210 (Craig R. J. et al. eds.), Theophrastus Publ. Athens.
200. INTORSUREANU I. (1976), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXII, 2, p. 39—50, București.
201. JACOBSEN J. B. E. (1975), Minerals Sci. Engng., 7, p. 337—371.
202. JAKAB G. (1975), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXII, p. 93—98, București.
203. JACKSON K. J., HELGESON H. C. (1984), Abstract, V, p. 58, section 10, 11, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
204. JANKOVIČ S. (1980), *European Copper Deposits*, p. 9—25, Beograd.
205. JANKOVIČ S. (1982), *Mineral Deposits of Europe, vol. 2 : Southeast Europe*, p. 143—198, (Dunning et al. eds.), London.
206. JANKOVIČ S. (1987 c), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*, UNESCO/IGCP Project no. 169, p. 11—33, Beograd.
207. JANKOVIČ S., AHMED W., DURRAZAI I., JALEEL A. (1987 a), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*, UNESCO/IGCP Project no. 169, p. 141—148, Beograd.
208. JANKOVIČ S., AHMED W., KARAMATA S., AHMAD V. M. (1987 b), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*, UNESCO/IGCP Project no. 169, p. 128—140, Beograd (Janokovič ed.)
209. JENKYNS H. C. (1978), *Sedimentary Environments and Facies* (H. G. Reading ed.), p. 314—371, Blackwell Scientif, Oxford.
210. JUDE R., IOSOF V., VOLANSCHI E. (1970), St. tehn. econ., A8, p. 53—86, București.

211. JUDE R. (1986), *Metalogeneza asociată vulcanismului neogen din nord-vestul Munților Oaș*, Edit. Acad. RSR, 129 p., București.
212. KARAPETIAN A. I., AMIRIAN SH. H. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 69, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
213. KARIG D. E., SHARMAN G. F. (1975), Bull. Geol. Soc. Am., 86, p. 377—389.
214. KARSON J., DEWEY J. F. (1980), Geol, Soc. Am. Bull., 89, p. 1037—1049.
215. KASATOV A. S., NEMENENOK T. J. (1986), Gheologhia rud. mest., XXVIII, 4, p. 24—35.
216. KAY M. (1947), Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 31, p 1289—1293.
217. KEAYS R. P., SCOTT R. B. (1976), Econ. Geol., 71, p. 705—720.
218. KELLY W. C., RYE R. O. (1979), Econ. Geol., 77, p. 1263—1266.
219. KESLER S. E. (1973), Econ. Geol., 68, p. 106—113.
220. KESLER S. E. (1978), J. Geol. Soc. Lond., 135, p. 429—441.
221. KING H. F., THOMPSON B. P. (1953), Geology of the Australian Ore Deposits (A. B. Edwards ed.), p. 533—577, 5th Empire Min. Metall. Congr., Australia and New Zealand.
222. KISS J. (1980), European Copper Deposits, p. 77—82.
223. KISSLING AL. (1967), *Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)*, Ed. Acad. R.S.R., București.
224. KLEMM D. D., SNETHLAGE R., DEHM M. R., HENCKEL J., SCHMIDT-THOME R. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 351—369, Amstutz et al. eds., Berlin.
225. KOLESNIKOV V. V. (1984), Abstract, VI, 12, p. 162—163, 27th Inter. Geol Congr., Moskow.
226. KOLONIN G. R., PALANOVA G. A., SIRONOSOVA G. P. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 80, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
227. KORSAKOV O. D., KRUGLJAKOV V. V., LYGINA T. L., MIDASHIN A. P., MIRCHINK I. M., PILIPCHYUK M. F. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 46—47, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
228. KORTMAN R. C. (1972), Journ. Royal Geol. Min. Soc. Netherlands, 51, 3, p. 347—356. Dr. R. De Vletter et al. eds.
229. KOVALENKO V. A., GLASKISEV G. D., NOSIK L. P. (1975), Int. Geol. Rev., 17, p. 725—736.
230. KOVALEV A. A., KARYAKIN YU. V. (1980), Fifth IAGOD Symp. Vol., p. 313—324.
231. KOZLOVSKI E. A. et al. (1984), *Koliskaia overhglubokaia*, 490 p., Nedra, Moskva.
232. KRÄUTNER H. G (1968), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 13, p. 337—355, București.
233. KRÄUTNER H. G. (1980), An. Inst. Geol. Geofiz., LVII, p. 229—296, București.
234. KRÄUTNER H. G., POPA GH. (1972), D. S. Inst. Geol., LIX, p. 252—278, București.
235. KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA (1986), Raport, Arh. IGG, București.
236. KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA, VOLANSCHI ERNESTINA, IANC ROSETTE (1974), Raport, Arh. IGG, București.
237. KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA, MĂRUNȚIU M., VÎJDEA ELEONORA (1975), Raport, Arh. IGG, București.
238. KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA, MĂRUNȚIU M., UDRESCU CONSTANȚA, COLIOS ELENA, ANDAR P., ANDAR ANCA, VOLANSCHI ERNESTINA, IANC ROSETTE, VANGHELE I. (1978), Raport, Arh. IGG, București.
239. KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA, HANN H. P., UDRESCU CONSTANȚA (1984), Raport, Arh. IGG, București.
240. KRÄUTNER H. G., BINDEA G., UDRESCU CONSTANȚA, VAIDA M., COLIOS E. (1986 a), Raport, Arh. IGG, București.
241. KRÄUTNER H. G., RĂDULESCU I., MUREȘAN M., KRÄUTNER FLORENTINA, GHEUCA I., BINDEA G. (1986 b), Raport, Arh. IGG, București.
242. KRENDELEV F. P., NARKELUN L. F., SALICIOV V. S., TRUBACIOV A. I., KUNITSIN V. V., CECETKIN V. S. (1984), Abstract, VI, 12, p. 164—170, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.

243. KRESTIN E. M. (1984), Abstract, VI, 12, p. 161, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
244. KUDRIN A. V., VARYASH L. N., PASHKOV YU N., REKHARSKY V. I. (1984), Abstract, p. 176—177, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow
245. KURBANOV N. K. (1984), Abstract, VI, 12, p. 180, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
246. KUTINA J. (1980), Global Tectonics Metallogeny, 1, p. 200—205.
247. LAMBERT B. I. (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, Wolf (ed.), vol. 6, p. 534—585, Berlin.
248. LAMBERT I. B., DONNELLY T. A., KNUTSON J., ETMINAN H. (1984), Abstract, VI, 12, p. 186, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
249. LAZĂR C., ÎNTORSUREANU S. (1982), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVI, 2, p. 45—69, București.
250. LAZĂR C., BERBELEAC I., VOLANSCHI E. (1982), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVI (1979), p. 233—270, București.
251. LAZĂR C., FARBAS N. (1983), D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXXI/1, București.
252. LE FORT P. (1975), Am. J. Sci., 275 A, p. 1—44.
253. LE PICHON X. (1972), Struct, Cinem. Lithos., p. 1—65, Ed. Hermann, Paris.
254. LE ROY J. (1978), Econ. Geol., 73, p. 1 611—1 634.
255. LEWIS A., ed. (1982), EGMJ Dec., p. 56—60.
256. LINDGREN W. (1933), *Mineral Deposits*, McGraw Hill, New York.
257. LISTER C. R. B. (1980), Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, p. 95—117.
258. LIU H., WU Z., JIANG J. (1984), Abstract, III, 6, 7, p. 298, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
259. LOCK B. E. (1980), Geology, 8, p. 35—39.
260. LONSDALE P. (1979), Nature, Lond. 281, p. 531—534.
261. LONSDALE P. F., BISCHOFF I. L., BURNS V. M., KASTNER M., SWEENEY R. E. (1980), Earth Planet. Sci. Lett., 49, p. 8—20.
262. LOWELL J. D. (1980), Mem. BRGM, p. 40—47, Paris.
263. LOWELL J. D., GUILBERT J. M. (1970), Econ. Geol., 65, p. 373—408.
264. LUGOV S. F., MAKEEV B. V. (1984), Abstract, VI, p. 193, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
265. LURIE A. M. (1984), Abstract, VI, 12, p. 194—195, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
266. MAC DIARMID A. R. (1964), Ore Deposits, p. 500, London.
267. MAC KELVEY V. E., KRIGHT N. A., BOWEN V. R. (1984), Metalloghenia i rudnîe mestorojdenia, S 12, 12, p. 170—184, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
268. MAKEEV V. B., PAVLOSKII B. A., TOKALOV T. V., FROLOV A. A., CERNOV S. B., BELOV V. S., BALIKOV D. V. (1983), *Structurî rudnîi polei i mestorojdenii voliframa, molibdena i olova*, 234 p., Nedra.
269. MANILICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL V. (1965), Mem. Com. Geol., VII, 95 p., București.
270. MANNING C. A. D. (1986), Mineral Deposita, 21, 1, p. 44—52, Berlin.
271. MARINOS G. (1982), *Mineral Deposits of Europe, vol. 2: Southeast Europe*, (Dunning W. F., Mykura W., Slalter D. eds.), p. 233—251, London.
272. MATSUDA T., UYEDA S. (1971), Tectonophysics, 11, p. 5—27.
273. MAUCHER A. (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits* (K. H. Wolf ed.), vol. 7, p. 477—503, Elsevier, Amsterdam.
274. MAYNARD B. J. (1985), *Gheohimia ocadocinîh rudnîh mestorojdenii*. Perevod s angliiski. Moskva, Mir, 360 p.
275. MĂRUNȚIU M. (1987), *Studiul geologic complex al rocilor ultrabazice din Carpații Meridionali*. Rez. tezei de doctorat, Univ. București.
276. MC CALLUM I. S., RAEDEKE L. D., MATHEZ E. A. (1980), Am. J. Sci., 280 A, p. 59—87.
277. MC CARTNEY W. D., POTTER R. F. (1962), Can. Min. J., 83, p. 83—87.
278. MC LEOD W. N., TURNER D. C., WRIGHT E. P. (1971), Geol. Surv. Nigeria Bull., 322, p. 1—168.
279. MENARD H. W., ATWATER T. (1969), Nature 222, p. 1037—1040.
280. MIROSNITHENKO L. A., MITRIAEVA N. M., POKROVSKAIA L. V. (1984), Abstract, VI, 12, p. 207—208, 27th Inter Geol. Congr., Moskow.
281. MITCHELL A. H. G., GARSON M. S. (1972), Trans. Instn. Min. Metall., 81, B, p. 10—25.
282. MITCHELL A. H. G., GARSON M. S. (1976), Minerals Sci. Engng., 8, p. 129—169.

283. MITCHELL A. H. G., GARSON M. S. (1981), *Mineral Deposits and Global Tectonic Sittings*, Academic Press, London, 405 p.
284. MÎRZA I., VLADIMIROV O., DIACONOVICI R. (1981), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 26, 2, p. 197—211, București.
285. MOINE B., GILLOUX L., AUDEOUD D. (1984), Abstract, VI, 12, p. 211—212, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
286. MOLNAR P., ATWATER T. (1978), Earth. planet. Sci. Lett., 41, p. 330—340.
287. MORVAI G. (1982), *Mineral Deposits of Europe, 2 : Southeast Europe*, p. 13—50, Dunning et al. eds., London.
288. MUREȘAN M. (1969), D.S. Com. Geol., LIV, 2, (1966—1967), București.
289. MUREȘAN M. (1983), An. Inst. Geol. Geofiz., LX, p. 159—167.
290. MUREȘAN M., GRIDAN T., IANCU VIORICA, BALINTONI I., STRUSIEVICZ O., MUREȘAN GEORGETA, GHEUCA I. (1985), Raport, Arh. IGG, București.
291. NALDRETT A. J. (1981), Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 628—685.
292. NALDRETT A. J. (1984), Abstract, VI, 12, p. 219, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
293. NALDRETT A. J., KULERUD G. (1967), J. Petrol., 8, p. 453—531.
294. NALDRETT A. J., MAC DONALD A .J. (1980), Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20, p. 633—637.
295. NARKELUN L. F., FILIN A. M., BEZDRODNIKH YU. P., TRUBACEV A. J. (1970), Sov. Geol. 10, p. 108—121 (în rusă).
296. NAUMENKO V. V. (1987), *Mineral Deposits of the Tethyan—Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*, p. 53—62, UNESCO Project no. 169, Belgrade.
297. NEDELCU L. (1982), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 27, p. 69—81.
298. NEDELCU L., BĂLAȘA E., ROȘU N., BORDEA R. (1970), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LV, 2, p. 47—66, București.
299. NICOLAS A., VIOLETTE J. F. (1982), Tectonophysics, 81, p. 319—339.
300. NOBEL J. A. (1970), Bull. Geol. Soc. Am., 81, p. 1607—1624.
301. NORMARK W. R., MORTON J. L., KOSKI R. A., CLAGUE D. A., DELANEY J. R. (1983), Geology, 11, p. 158—163.
302. NORTHOLT A. J. G. (1979), Econ. Geol., 74, p. 339—350.
303. OHLE E. L. (1980), Ec. Geol., 75, p. 161—172.
304. OMALJEV V. (1987), *Mineral Deposits of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt between the Alps and the Pamirs*, p. 81—90, Jankovic V. ed., Beograd.
305. ONTOEV D. O. (1984), Abstract, VI, 12, p. 230, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
306. OOSTEROM G. M., BUSSINK W. R., VRIEND R. S. (1984), Mineral. Deposita, 19, 4, p. 283—288.
307. OVTRACHT A. (1984), Abstract, VI, 12, p. 234, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
308. PAGE L. R. (1984), Abstract, VI, 12, p. 236—237, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
309. PARK F. CH., MAC DIARMID A. R. (1975), *Ore Deposits*, Freeman A. H. and Company, San Francisco.
310. PASCU R. (1904), Bul. Minist. Agr., Ind. Comerț și Domenii, serv. Minelor, 1, București.
311. PATRULIUS D., IORDAN MAGDALENA (1974), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LX/4, p. 3—18, București.
312. PAULIUC S., DINU C. (1985), *Geologia structurală*, Ed. Tehnică, 340 p., București.
313. PAVELESCU L., ENE I. (1985), *Mineralogia și geologia substanțelor radioactive*, Ed. Tehnică, București.
314. PAVILLON M. J. (1973), Mineral. Deposita, 8, p. 237—258.
315. PAVLOVA I. G. (1984), Abstract, VI, 12, p. 239—240, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
316. PEARCE J. A. (1980), Ophiolites, Proc. Int. Ophiolites Symp., Cyprus, 1979, p. 261—272, Panayiotou A. ed.
317. PEARCE J. A., GALE G. H. (1977), *Volcanic Processes in Ore Genesis*, p. 14—24, Instn. Min. Metall. and Geol. Soc. Lond. Spec. Publs no. 7
318. PELLETIER A. R. (1964), Mineral Resources of South—Central Africa, 277 p., London.

319. PERRY V. D. (1961), Min. Engng. 13, p. 367—376.
320. PETRULIAN N. (1973), *Zăcăminte de minerale utile*, Edit. Tehnică, București.
321. PETRULIAN N., STECLACI L., OROVEANU F. (1960), Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géologie, IV, 2, p. 257—271, București.
322. PETRULIAN N., STECLACI L., SANDU D., OROVEANU F. (1966), St. cerc. géol. géofiz. géogr., Géologie, 1, p. 91—104, București.
323. PETRULIAN N., STECLACI L., OROVEANU F., ȘTEFAN V., CIORAN A., (1971), St. cerc. géol. géofiz. géogr., Géologie, 16, 2, p. 295—320, București.
324. PIPER D. S., SWINT T. P. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 64, 27th Inter. Géol. Congr., Moskow.
325. PLUGER W. L., KUNZENDORF H., FRIEDRICH G. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 65, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
326. POP N., et al. (1987), Proiect geologic, Arh. IPGG, București.
327. POPESCU GH. (1974), Teză doctorat, MMPG — Of. doc. și publ. tehnice, p. 104, București.
328. POPESCU GH. (1977), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 22.
329. POPESCU GH. (1986), *Metalogenie aplicată și prognoza geologică*. Partea a II-a, 316 p., Ed. Didactică, București.
330. POPESCU-VOITEȘTI I. (1929), Rev. Muz. Geol. Miner., III, 1, Cluj.
331. POPLAVKOE M., IVANOV V. V., DJAKONOVA G. G. (1984), Abstract, VI, 12, p. 253—254, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
332. POWELL C. Mc. A. (1979), *Geodynamics of Pakistan*, p. 5—24, Geol. Surv. Pakistan, Farah A., De Jong (eds.), Quetta.
333. PRYOR R. N., RHODEN H. N., VILLALON M. (1972), Trans. Instn. Min. Metall., 81, p. 143—159.
334. PULEC M., KLINEC A. (1984), Abstract, VI, 12, p. 269—270, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
335. PUMO E., MELO V., OSTROSI B. (1982), *Mineral Deposits of Europe, vol. 2 : Southeast Europe* (Dunning W. F., Mykura W., Slater D. eds.), p. 203—212,London.
336. PUSAROVSKII M. YU (1985), *Continentalnii i ocheaniskii riftoghenez*, 222 p., Nauka, Moskva.
337. RAFALSKI R. P. (1984), Abstract, V, 10, 11, p. 148, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
338. RAMBERG B. I., NEUMANN R. E. (1981), *Kontinentalinîe rifti*, p. 1—483, Mir, Moskva.
339. RAMDOHR P., UDUBAȘA G. (1973), Mineral. Deposita, p. 179—182, Springer—Verlag, Berlin.
340. RĂDULESCU P. D., KRAUTNER H. G. BORCOS M. (1984), *Mém. expl. de la carte mêtallogénique de l'Europe et des pays limitrophes*, sc. 1 : 2 500 000, p. 343—370, UNESCO, Louvain, Belgium.
341. RĂDUȚ M., FOTOPOLOS S., EDELSTEIN O., HANNICH D., ISTVAN D., GASCU L., MILCU T. (1984), An. Inst. Geol. Geofiz., LXIV, p. 221—223, București.
342. RENTZSCH J. (1974), *Gisements stratiformes et provinces cuprifères. Liège* Soc. Géol. de Bélgique, p. 395—418, Bartholomé P. (ed.).
343. RENTZSCH J., KNITZSCHKE G. (1968), Forschungsh., C, 231, p. 189—211, Freiberg.
344. RIPLEY E. M., GRANT N. K., CHALOKWU C. I. (1984), Abstract, VI, 12, p. 275—277, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
345. RODRIGUEZ S. E. (1984), Abstract, VI, 12, p. 276, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
346. RONA P. A., (1978), Ec. Geol., 73, p. 135—160.
347. RONA P. A. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 67, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
348. RONA P. A. (1978), Econ. Geol., 73, p. 135—160.
349. ROUTHIER P. (1976), Econ. Geol., 71, p. 803—811.
350. ROZENDAAL A. (1980), Proc. fifth IAGOD Symp. Vol., p. 619—633.
351. RUZICKA V. (1971), Geol. Surv. Can. Pap, 48—70, p. 1—196.
352. RYDZEWSKI A. (1984), Abstract, VI, 12, p. 282, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
353. RYE R. O., HALL W. E., OHMOTO H. (1974), Econ. Geol., 69, p. 468—481.
354. SANGSTER D. F. (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform deposits*, 6, p. 447—456, Wolf K. H. (ed.).

355. SAVU H., NICOLAE I. (1975), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXI/2, p. 72—80, Bucureşti.
356. SAVU H., MÎNDROIU V. (1980), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV/2, p. 133—151.
357. SAVU H., BERBELEAC I., UDRESCU C., NEACŞU V. (1982), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVII/2 (1979—1980), p. 161—195, Bucureşti.
358. SAVU H., BERBELEAC I., UDRESCU C., NEACŞU V., NACU D., (1984), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVIII, p. 157—189, Bucureşti.
359. SAVU H., ANDAR P., GAFTOI FILOFTEIA (1985), D.S. Inst. Geol. Geofiz., 70—71/2 (1983—1984), p. 125—140, Bucureşti.
360. SAWKINS F. J. (1972), J. Geol., 80, p. 377—397.
361. SAWKINS F. J. (1984), *Minerals and Rocks*, Berlin.
362. SAWKINS F. J., RYE R. O. (1979), Econ. Geol., 74, p. 684—689.
363. SĂNDULESCU M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
364. SCARLAT L., SCARLAT ILEANA, VIŞOIU I., CROITORU V., ALBEANU MARIA (1983), Raport, Arh. IPGG, Bucureşti.
365. SCHULZ O. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 108—117, Amstutz C. G. et al. (eds.), Berlin.
366. SCOTT MEDDAUGH W., HOLLAND D. H., SHIMIZU N. (1982), *Ore Genesis*. The State of the Art, p. 25—37, Amstutz et al. (eds.), Berlin.
367. SEARLE D. L. (1972), Trans. Instr. Min. Metall., 81, B, p. 189—197.
368. SEARLE D. L., PANAYIOTOU A. (1980), Ophiolite Symp. Cyprus, p. 50—60, Panayiotou A. (ed.).
369. SERAFIMOVICI V., VOICU N. (1987), Raport, Arh. IGG, Bucureşti.
370. SEVASTIANOV V. F., VOLKOV I. I. (1967), Trudy Inst. Okeanol., 83, p. 135—152, Moskva.
371. SHEPPARD S. M. F., GUSTAFSON L. B. (1976), Econ. Geol., 71, p. 1549—1559.
372. SILLITOE R. H. (1970), Resumenes Primer Congr. Latino-americano Geol., Lima, Peru, p. 254—256.
373. SILLITOE R. H. (1972), Bull. Geol. Soc. Am., 83, p. 813—818.
374. SILLITOE R. H. (1973), Econ. Geol., 68, p. 799—815.
375. SILLITOE R. H. (1977), J. Geol. Soc. London, 136, p. 337—287.
376. SILLITOE R. H. (1980 a), Min. Mag., June, p. 550—551.
377. SILLITOE R. H. (1980 b), Geology, 8, p. 11—14.
378. SILLITOE R. H. (1981), Ariz. Geol. Soc. Dig., vol. XIV, p. 49—70.
379. SIMMONS S., SAWKINS F. J. (1983), Econ. Geol., 78, p. 521—526.
380. SMIRNOV V. I. (1968), Econ. Geol., 63, p. 380—389.
381. SMIRNOV V. I. (1976), *Geology of Mineral Deposits*, Moscow.
382. SMIRNOV V. I. (1984), Metallogenia i rudnie mestorojdenia, 42, p. 3—9, 27-i Mejdunarodnii geologiceskii kongres, 1984, Moskva.
383. SMITH D. M. jr., ALBINSON T., SAWKINS F. J., (1982), Econ. Geol., 77, p. 1120—1145.
384. SOLAMON M. (1976), *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam 6, p. 21—54, Wolf K. H. (ed.).
385. SOUCH B. E., PODOLSKY, Geological Staff (1969), Econ. Geol. Monogr., 4, p. 252—261.
386. SØRENSEN H., NIELSEN L. B., JACOBSEN L. F. (1978), *Mineral Deposits of Europe, vol. 1: Northwest Europe*, p. 251—259 (Bowie U.H.S., Kvalheim A., Haslam W. H. eds.), London.
387. SPOONER E.T.C., FYFE W. S. (1973), Contr. Mineralogy Petrology, V, 42, p. 287—304.
388. SPOONER E.T.C., BECHINSDALE R. D., ENGLAND P. C., SENIOR A. (1977 a), Geochim. et Cosmochim. Acta, V, 41, p. 857—872.
389. STANCIU C. (1984), An. Inst. Geol. Geofiz., 64, p. 235—243, Bucureşti.
390. STANTON R. L. (1972), *Ore Petrology*, McGraw-Hill, New York.
391. STECLACI L. (1962), Studiul mineralogic şi geochimic al zăcămîntului Toroiaga—Baia Borşa, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
392. ŞTEFAN A., LAZĂR C., BERBELEAC I., UDUBAŞA G. (1985), Abstract, p. 126—128, Proc. Rep. 13th KBGA Congr., Cracovia.
393. STEMPROK M. (1981), Proc. Fifth IAGOD Symp. Utah, p. 495—512.
394. STEPAEVA M. K. (1984), Abstract, VI, 12, p. 286—287, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
395. STILLE H., (1940), *Einfuhrung in den Bau Nordamerikas Borntraeger*, Berlin.
396. STRAUSS G. T., MANDEL J. (1974), Geol. Rundschau 63, p. 191—211.
397. STRAUSS G. T., MANDEL J., ALONSO F. D. (1977), *Time — and strata-bound ore deposits*, p. 55—93, Klemm D. D., Schneider J. H. (eds.), Springer—Verlag, Berlin.

398. STRAUSS G. K., GRAY K. G., FRAILE J. (1984), Abstract, VI, 12, p. 316—317, 27th Inter. Geol. Congr. Moskow.
399. STRECKEISEN A., HUNZIKER J. C. (1974), S.M.P.M., 54, 1.
400. STRISKOV V. V. (1986), Min. Mag., 155, n. 3, p. 207—209.
401. STROICA I., NEDELEA N., CHIRIȚĂ H., AMAN R., GIREADA V. (1986), Raport, Arh. IPGG, București.
402. STRUSIEVICZ O., MĂRUNȚIU M., PANDELESCU C., STRUSIEVICZ E., BALABAN A., NITOI E., NICOLESCU ȘT., UDRESCU C., ȘERBĂNESCU A. (1986), Raport, Arh. IGG, București.
403. TATSCH J. H. (1976), *Copper Deposits: Origin, Evolution and Present Characteristics*, Tatsch, Sudbury.
404. THACKER J. L., ANDERSON K. H. (1977), Econ. Geol., 72, p. 339—348.
405. THIESSEN R., BURKE K., KIDD W. S. F. (1979), Geology 7, p. 263—266.
406. TICHINSKY A. A., AKULSHINA E. P., BAULINA M. V, GIBSHER N. A., SHIPILOV L. D. (1984), Abstract, VI, 12, p. 324—325, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
407. TRIFULESCU M., MUREȘAN M. (1962), D.S. Inst. Geol., XLVII, p. 45—59.
408. TU K. C., WANG Z. G., YU X. Y. (1980), Min Geol. Spec. Issue, 8, p. 189—196.
409. TURNEAURE F. S. (1955), Econ. Geol. 50th Anniv. vol., p. 38—48.
410. TURNEUR D. C., WEBB P. K. (1974), J. Geol. Soc. London, 130, p. 71—77.
411. TURNER D. C. BOWDEN P. (1979), J. Geol. Soc. London, 136, p. 105—119.
412. TVALCHRELIDZE G. A. (1987), *Mineral deposits of the Tethyan Eurasian metallogenic belt between the Alps and the Pamirs*, UNESCO/IGCP Project 169, p. 119—127, Beograd.
413. U KHIM ZAW (1984), Mineral. Deposita, 19, 2, p. 138—144, Berlin.
414. UDUBAȘA G. (1981), D.S. Inst. Geol. Geofiz. LXV/2, p. 113—130, București.
415. UDUBAȘA G., ROȘU E. (1985), Proc. Rep. 13th Congr. of KBGA. Additionally received reports, p. 129—132.
416. UDUBAȘA G., NICOLAE I., MEDEȘAN A., VANGHELE I., FLORESCU R., ZAMÎRCA A. (1978), Arh. IGG, București.
417. UDUBAȘA G., ISTRATE G., VĂLUREANU M. (1982), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVII/2, p. 197—232, București.
418. UDUBAȘA G., NEDELCU L., ANDAR A., ANDAR P. (1983), Mineral. Deposita, 18, p. 519—528, Berlin.
419. UDUBAȘA G., RĂDUȚ M., EDELSTEIN O., POP N., ISTVAN O., POP VERA, STAN D., KOVACS M., ROMAN L., BERNAD A. (1984 b), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVIII, p. 221—241, București.
420. UDUBAȘA G., HARTOPANU PAULINA, HARTOPANU I., GHEUCA I., DINICĂ I., BALINTONI I., ZAMÎRCA ALLA, GAFTOI FILIOFTEIA, UDRESCU CONSTANȚA, ȘERBAN ELIZA (1986), Raport, Arh. IGG, București.
421. UNGUREANU B., ALDEA I., CHIORPEC M., ISPAS G. (1972), Raport, Arh. IPGG, București.
422. UYEDA S. (1982), Tectonophysics, 81, 3—4, p. 133—159, Amsterdam.
423. UYEDA S. (1984), Abstract, III, 06, 07, p. 79, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
424. VAN BIJON (1976) Trans. Geol. Soc. S.A.F. 79, p. 155—167.
425. VERMAAK C. F. (1981), *Precambrian of the Southern Hemisphere*, p. 578—598, Hunter D. R. (ed.), Elsevier, Amsterdam.
426. VINE F. J. (1966), Science, 154, p. 1405—1415.
427. VINE F. J., MATTHEWS D. H. (1963), Nature, V, 199, p. 947—949.
428. VÎLCEANU P., VÎLCEANU ELICONIDA, CHIVULESCU I., CARAVETEANU CONSTANȚA, POPESCU I., NEDELEA I., SIMIONESCU M., DARIE ȘT., PETRUȚ G., PROCA A. (1980), Raport, Arh. IPGG, București.
429. VLAD S. (1974), *Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea*, Ed. Acad. R.S.R., București.
430. VLAD S. (1978), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol., 23, București.
431. VLAD S. (1979), Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol., 23/1, București.
432. VLAD S. (1980), Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol., 24, p. 71—81, București.
433. VLAD S. (1983), *Geologia zăcămintelor „porphyry copper"*, Ed. Acad. RSR, București.

434. VLAD S. (1984), Proc. of Geoinstitute, 17, p. 137—143, Belgrad.
435. VLAD S., DINICA I. (1984), Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol., 28, p. 35—41, București.
436. VLAD S., GHEORGHIȚA IOANA., BOSTINESCU S., GHEORGHIȚESCU D., PATRICIU V., IOSOF V., CĂLINESCU C., VOLANSCHI ERNESTINA, BRATOSIN IRINA, GIUSCA R. (1976), Raport, Arh. IGG, București.
437. VLAD S., NICOLAE I., IOSOF V., VLAD CATRINEL, UDRESCU CONSTANȚA, VANGHELE I. (1980), Raport, Arh. IGG, București.
438. VODĂ AL., VODĂ DOINA (1985), Raport, Arh. IPGG, București.
439. VAN BILJON W. J. (1980), Proc. Fifth IAGOD Symp. Schweizerbartsche Verlagsbugsbuchhandlung, Stuttgart, p. 217—226, Stuttgart.
440. WALKER W. (1976), Spec. Pap. Geol. Ass. Can., 14, p. 517—557.
441. WALLACE S. R., MAC KENZIE W. B., BLAIR R. G., MUNCASTER N. K. (1978), Econ. Geol., 73, p. 325—368.
442. WARNER L. A. (1978), Geol. Soc. Am. Bull., 89, p. 161—171.
443. WELLMAN P., MC DOUGALL I. (1974), Bull. Overseas Geol. Miner. Ressour. Suppl., 4.
444. WESTRA G., KEITH S. B. (1981), Econ. Geol., 76, p. 844—873.
445. WHITE W. H., BOOKSTROM A. A., KAMILLI R. J., GANSTER M. W., SMITH R. P., RANTA D. E., STEININGER R. C. (1981), Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 270—316.
446. WILSON J. T. (1963), Scient. Amer., v. 208, no. 4 și Continents Adrift, p. 41—55.
447. WILSON J. T. (1965), Nature, 207, p. 343—347, London.
448. WILSON J. T. (1968), Proc. Am. Phil. Soc., 112, p. 309—320.
449. WILLEMSE J. A. (1969), Magmatic ore deposits symposium. Econ. Geol. Monogr., 4, p. 137—208, Wilson H. D. B. (ed.).
450. WILLIAMS N. (1978), Econ. Geol., 73, p. 1005—1035.
451. WOLD R. J., HINZE W. J. (eds) (1982), Geol. Soc. Am. Mem., 156, 278 p.
452. WOLF H. K. (ed.) (1976), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits.* II. *Regional studies and specific deposits,* vol. 6, p. 1—585, New York.
453. XIA HONGYUAN (1984), Abstract, VI, 12, p. 354—355, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
454. YAGHUBPUR AB. (1984), Abstract, VI, 12, p. 356, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
455. YUN SUCKEV (1984), Abstract, VI, 12, p. 362, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
456. ZHAO BIN (1984), Abstract, VI, 12, p. 365, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
457. ZIMMERMANN A. Z. (1982), Ore Genesis. The State of the Art, Amstutz et al. (eds), p. 66—72, Berlin.
458. ZINCENCO D. (1971), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 16, 2, p. 387—396, București.
459. ZINCENCO D., VLAD C. (1978), Raport, Arh. IGG, București.
460. ZINCENCO D., ANDAR P., ANDAR ANCA, VOLANSCHI E. (1973), St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie, 18, 1, p. 41—65, București.
461. ZINCENCO D., ANDAR P., ANDAR ANCA (1973), D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXV (1977—1978), p. 131—210.
462. ZINCENCO D., ANDAR P., ANDAR A., VOLANSCHI E. (1975), Raport, Arh. IGG, București.
463. ZINCENCO D., SIMIONESCU D., URCAN T., VLAD C., ZINCENCO K. (1987), Raport, Arh. IPGG, București.
464. ZOLOTUKHIN V. V., MALIUK (1984), Abstract, VI, 12, p. 370, 27th Inter. Geol. Congr., Moskow.
465. ZUFFARDI P. (1977), *Time- and strata-bound ore deposits.* Klemm D. D., Schneider J. H. eds., p. 314—323, Springer—Verlag, Berlin.

BCU IAȘI

INDEX

Agadici 86
Akciatan, URSS 239
Albii inter-arc 298
Allarecensk 116
Almaș-Stănija 261
Alnö, Norvegia 103
Alterații hidrotermale 187
Altîn Tepe 58
Araxa, Brazilia 101
Arcuri 28
Arcuri externe 187
Arcuri insulare 14, 50
Arcuri magmatice 28
Arcuri principale 190, 191
Assarel, Bulgaria 209
Avoca, Irlanda 279

Babbit, SUA 111
Baia Sprie 249—251
Baia de Aramă 67
Baia de Arieș 265
Baikal, URSS 124, 183
Bakadzid, Bulgaria 265
Balikumeisk, URSS 291
Banska Stiavnica, Cehoslovacia 243
Bardzeto, Bulgaria 230
Baguio, Filipine 273
Bathurst-Newcastle, Canada 135—137
Basin, SUA 295
Bazine oceanice 14, 50
Bazine de arc extern 284
Bazine marine marginale 15
Bazine marine interne 15
Bazinul Guyamas 56
Băița Bihor 224—225
Băița-Crăciunești 260
Bălan-Fagul Cetății 147—149
Betts Cove, Canada 61
Beregovo-Begansk, URSS 245
Bingham, SUA 196
Bisbee, SUA 196
Blagorodnaia, URSS 169
Blazna 169
Blind River, Canada 165
Blöfjell, Norvegia 93
Bokan Mountain, SUA 92
Bolcana 201
Boliden, Suedia 123
Bor, Jugoslavia 206, 265
Borzaș 269
Bosanko Petro Selo, Jugoslavia 87
Botsekulsk, URSS 213
Bou-Beker-Tauissit, Maroc 176
Broken Hill, Australia 134
Broken Hill, Zambia 169
Brusturi 256
Buchans, Canada 134, 137
Bucium-Arama 264
Budureasa 257
Buena Esperanza, Chile 341
Bulqiza, Albania 81
Burloaia 142, 144
Bushveld, Africa de Sud 107—110
Butte, SUA 292—293

Cacova-Băișoara 226
Captains Flat, Australia 278
Caraiba, Brazilia 120
Cargill, Canada 101
Carlin, SUA 275
Catarama 144
Catene orogenice 13
Čavkar, Jugoslavia 71
Cavnic 251
Cayoguan, Cuba 84
Căzănești 255
Centura piritoasă iberică, Spania. Portugalia, 138
Cerbia-Almaș-Săliște 255
Ciclova 229
Ciclul Wilson 31
Cisla 144
Chambishi, Zambia 153
Chuquicamata, Chile 197
Climax, SUA 296
Colibița-Dornișoara 253
Coliziune 34, 299
Comstock, SUA 295
Convergență 185—187
Copperbelt, Zambia, Zair 152—155
Copperton Aggenys, Africa de Sud 134
Coranda-Hondol 261
Corabia 264
Cornwal, Marea Britanie 301
Cromite podiforme 74
Crustă continentală 15
Crustă oceanică 46—49
Cumobabi, Mexci 215

Darwin, SUA 233
Dealul Crucii 249, 269
Demirkoy-Ikiztepe, Turcia 210
Deva, Jugoslavia 80
Districtul Moa, Cuba 83
Ditrău, România 125
Djida, URSS 241
Dobromirtsi, Bulgaria 79
Dognecea, România 229
Dorowa, Zimbabwe 100
Dorsale medio-oceanice 4
Duluth, SUA 111

Egersund, Norvegia 93
El Abed, Algeria 176
El Romeral, Chile 234

El Salvador, Chile 197
Elshitsa, Bulgaria 265
Elliot Lake, Canada 165
Eretria, Grecia 82
Euboea, Grecia 73
Eurajok, Finlanda 92
Expansiune 32, 46

Falbertal, Austria 284
Falii transformante 88
Feni, Norvegia 103
Feo, Norvegia 70
Feragen, Norvegia 76
Fose 14
Fundul Moldovei-Leșul Ursului, România 145—147

Gamsberg, Africa de Sud 134
Geosinclinal 22—26
Girilambone, Australia 60
Glitrevann 125
Goles, Jugoslavia 88
Goldfield, S.U.A. 275
Great Dyke, Zimbabwe 107, 110
Great Valley, SUA 285
Guberevoe, Jugoslavia 72
Gunga, Pakistan 174—175
Gura Băii, România 143
Gușet, România 169

Hanеș, România 263
Henderson, SUA 296
Hermioni, Grecia 65
Hodruša, Cehoslovacia 245
Hondol, România 248

Ilba, România 248
Ingicike, URSS 220
Iulia 182

Jezkazgan, URSS 161—162
Jos Plateau 91
Juliști-Valea Fagului 257

Kalgoorlie, Australia 36
Kangankunde, Malawi 104
Karmana, URSS 238
Karro, Africa de Sud 294, 297
Katparul nordic, URSS 221
Kempirsai, URSS 76
Kemi, Finlanda 111—113
Khiri Khan, Thailanda 289
Khorat, Thailanda 294
Kimberlite 123
King Island, Australia 221
Kodal, Norvegia 124
Koh-e-Dalil, Pakistan 211
Kola 115—119
Kolar, India 36
Korça, Albania 73
Kosaka, Japonia 281
Kotalahti, Finlanda 68
Kounrad, URSS 213, 241
Kondor, URSS 104
Kozani, Grecia 87
Kraku Bogaresku, Jugoslavia 265
Kremnică, Cehoslovacia 244
Kunene, Angola 95
Kupferschiefer, Germania 156—161
Kymi, Finlanda 92

La Alumbrera, Argentina 197
Lac Tio, Canada 93
Lajkovača, Jugoslavia 66
Larymna, Grecia 73
Liangar, URSS 220
Lillefiellklumgen, Norvegia 70
Llallagua, Bolivia 287
Lokken, Norvegia 62
Lovnozersk, URSS 117
Lolekop, Africa de Sud 104
Luambula, Zambia 104
Luanshya, Zambia 153

Madjaran, URSS 231
Madneuli, URSS 231
Magnitogorsk, URSS 219
Maihur, URSS 220
Malmbjerg, Groenlanda 126
Mansfeld, R. D. Germană 159
Manta superioară 16
Manta inferioară 17
Marcopper, Filipine 212
Marea Roșie 56, 89
Margini continentale 27
Masivul Central Francez 303
Mașca, România 225
Majdanpek, Jugoslavia 207
Mc Arthur, Australia 178
Medet, Bulgaria 209
Memé, Haiti 234
Messina, Africa de Sud 128
Metalogeneză 26—35
Minjingu, Kenya 184
Mirgalimsai, URSS 172—173
Miridia, Cipru 65
Mississippi Valley SUA 169, 172—173
Moldova Nouă 199—201, 230, 242
Moncea, URSS 116
Moneasa 164
Morro Velho, Brazilia 36
Mother Lode, SUA 268
Mount Gunson, Australia 156
Mount Isa, Australia 156
Mount Lyell, Australia 278
Mraconia 221
Mufulira, Zambia 154

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Muncăceasca Vest, România 262
Muruntau, URSS 267
Musariu, România 270

Nada, Jugoslavia 80
Narciso, Cuba 84
Natron, Kenya 184
Navan, Irlanda 177
Nchanga, Zambia 154
Negoiul Românesc 284
Nevskoe, URSS 290
New Brunswick, Canada 137
Norlisk-Talnakh 120—122,

Ocna de Fier 228
Oka, Canada 103
O'Kiep, Africa de Sud 120
Ovado, Italia 71

Palabora, Africa de Sud 100, 104
Panagiurishte, Bulgaria 207—208
Panasqueira, Portugalia 301
Panguna, Noua Guinee 212
Pătîrș, România 254
Pecenga, URSS 116, 119
Penigări, România 247
Pervonacialnoe, URSS 291
Plavișevița-Eibenthal 86
Porphyry copper 191—195
Postmasburg, Africa de Sud 180
Potențial de resurse 308
Potosi, Cuba 84
Potosi, Bolivia 288
Prebaikal, URSS 183
Provincia Range, SUA 295
Psekis-Tîrnîauz, URSS 231
Puka, Albania 87
Pyhäsalmi, Finlanda 131—132

Que River, Australia 278

Radka, Bulgaria 265
Rammelsberg, R. F. Germania 179
Råna, Norvegia 70
Randonia, Brazilia 92
Rapparfjord, Norvegia 155
Resk, Ungaria 205, 222
Ridge-uri oceanice 50—51
Ridmaj-Krepoljin, Jugoslavia 230
Rift continental 13, 105
Rio Tinto, Spania 139
Rosebery, Australia 278
Rosen, Bulgaria 265
Rossing, Namibia 303—304
Roșia Montană, România 272
Routivare, Suedia 95
Ruschița-Varnița, România 85

Saindak, Pakistan 210—211
Sasca Montană 229
Săcărîmb, România 271
Săsar, România 268
Săvîrșin România 341
Sedimente metalifere 54—57
Skellefte, Suedia 123
Serrote, Brazilia 101
Sevathur, India 103
Shahtaminskoe, URSS 241
Shakanai, Japonia 281
Showa, Zimbabwe 100
Sistem geotermal 57
Sulinjärvi, Finlanda 101
Skarne 215—218
Sokli, Finlanda 101
Somova-Mineri 128—130
Sørumasen, Norvegia 126
St. Honoré, Canada 103
Stănija 201
Stillwater, SUA 96
Stînceni 253
Storgangen, Norvegia 95
Stratabound 167, 283, 305
Stuart Shelf, Australia 156
Sudbury, Canada 97
Sulfuri masive 177
Sullivan, Canada 179
Sydvaranger, Norvegia 181

Șanț, România 25
Șanț submarin 187
Șuior, România 249

Taebaegsan, Coreea de Sud 232
Talagiu, România 205, 265
Tavoy, Birmania 239
Tayoltita, Mexic 273
Tectonica globală 20
Thabazimbi, Africa de Sud 180
Tilt Cove, Canada 61
Tincova 242
Tincova-Nădrag 227
Tisovița-Iuți 77
Tonopah, SUA 275
Topola, Jugoslavia 72
Toroiaga 251
Tottenham, Australia 60
Trestenik, Jugoslavia 72
Troodos, Cipru 63, 82, 188

Țibleș, România 252

Udokan, URSS 155
Uplands, Marea Britanie 189
Urdele-Ștefanu 85

Valea Arpașu, România 171
Valea Buda 171
Valea Morii 260

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Valea Roşie 269
Valea Seacă 257
Valerianovsk, URSS 219
Vatukoula, Fidji 273
Viezuri 246
Vîlsan 69
Voia 203, 224
Voidolakkos, Grecia 82
Voronej, URSS 119
Vorţa-Pîriul Băii 280

Woodlawn, Australia 278
Witwatersrand, Africa de Sud 165—166

Xerolivado, Grecia 82

Yakutia, URSS 123

Zarkovač, Jugoslavia 88
Zăcăminte tip Besshi 33
Zăcăminte tip Cipru 58—68, 188
Zăcăminte tip Kuroko 28, 272, 280—283
Zidarovo, Bulgaria 265
Zilair, URSS 76
Zimbru 162
Zlatar, Jugoslavia 71
Zlato, Cehoslovacia 222
Zonalitate 236
Zone tectonice 25

Universitatea Al. I. Cuza Iaşi
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cota veche | Preţul
Col. Zn | 41,00

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY